

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

**Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
(Geofísica y Meteorología)**



TESIS DOCTORAL

**Análisis e interpretación de ondas P y S de perfiles
sísmicos: aplicación al NO de la Península Ibérica**

TESIS DOCTORAL

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

María Julia Tellez y Pablo

Director:

Diego Córdoba Barba

Madrid, 2002

ISBN: 978-84-669-0888-7

© María Julia Tellez y Pablo, 1992

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID



**ANALISIS E INTERPRETACION DE ONDAS P Y S
DE PERFILES SISMICOS. APLICACION AL
NOROESTE DE LA PENINSULA IBERICA.**

TESIS

para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas

por

M^a JULIA TELLEZ Y PABLO

FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS

DEPARTAMENTO DE FISICA DE LA TIERRA, ASTRONOMIA Y ASTROFISICA I

Madrid, Junio 1993



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

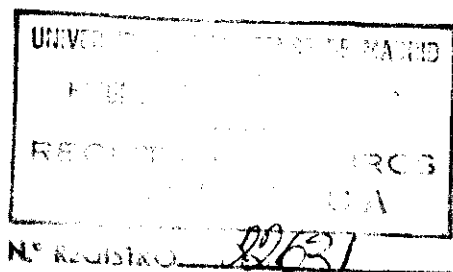


5314280123

TI-1993/26

M^a JULIA TELLEZ Y PABLO

**ANALISIS E INTERPRETACION DE ONDAS P Y S
DE PERFILES SISMICOS. APLICACION AL
NOROESTE DE LA PENINSULA IBERICA.**



Memoria presentada para
optar al grado de Doctor
en Ciencias Físicas.

Director: D. CORDOBA BARBA

**DEPARTAMENTO DE FISICA DE LA TIERRA, ASTRONOMIA Y ASTROFISICA I
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

Junio, 1993

A mis padres.

Deseo manifestar mi agradecimiento a las siguientes personas que han contribuido especialmente a la realización de este trabajo:

A Diego Córdoba, director de esta tesis e impulsor de su idea original, con cuya permanente disponibilidad y entusiasmo he podido contar a lo largo de todo el proceso de elaboración del trabajo.

A Agustín Udías, Director del Departamento de Geofísica, quien como profesor ha contribuido decisivamente a despertar en mí el interés por la sismología, por brindarme la posibilidad de hacer uso de las facilidades del Departamento y por sus valiosos consejos y observaciones.

Al Instituto de Geofísica de Karlsruhe, en el que fui magníficamente acogida durante una estancia de varios meses, cuyos frutos han sido determinantes para alcanzar los resultados presentados en esta tesis, y en especial a C. Prodehl, B. Aichroth y K.J. Sandmeier.

A Dolores Muñoz, que me ha tutelado a lo largo de esta investigación, por los agudos y útiles comentarios vertidos en largas discusiones científicas y personales y por haberse tomado el pesado trabajo de leer y corregir las pruebas correspondientes.

A todos los compañeros del Departamento de Geofísica, con los que he compartido una cariñosa amistad que ha hecho más agradable el trabajo de estos años, y en especial a M. Carmen Hernández, por su generosa y desinteresada colaboración en la ardua labor de montaje de las figuras y por su continuo ánimo y apoyo, y a Manuel Calvo, que aportó una ayuda insustituible en la comprensión de los textos alemanes, así como a aquellos compañeros que ahora desarrollan su actividad en otros centros, pero que también han compartido conmigo años de trabajo, transmitiéndome su ilusión y su apoyo, especialmente Belén Benito, M. José Blanco y Jaime Herrera.

A la familia González del Tánago, por su afecto y ayuda de siempre, y especialmente a Lourdes por su paciencia y apoyo logístico en todo este tiempo.

Y, por último, a mi familia y a mis padres, a quienes dedico esta tesis y sin los que jamás se hubiera completado , por su cariño y su confianza y la generosidad con que han aguantado los años de concentración y esfuerzo que necesariamente han tenido que invertirse en este trabajo.

INDICE

CAPITULO 1. INTRODUCCION.....	1
CAPITULO 2. PRESENTACION DE LA INVESTIGACION PROPUESTA Y DE LOS DATOS...7	7
2.1 Investigación de ondas de cizalla.....	7
2.2 Encuadre geológico.....	9
2.3 Información geológica y geofísica previa.....	13
2.4 El experimento de Galicia, 1982.....	15
2.5 Selección de los datos.....	19
2.6 Descripción del modelo preliminar de ondas P.....	27
2.6.1 Evaluación y mejora del modelo.....	28
CAPITULO 3. ANALISIS ESPECTRAL.....	31
3.1 Introducción.....	31
3.2 Comportamiento espectral observado de las ondas internas.....	32
3.3 Investigación del contenido de frecuencias mediante espectros suma.....	33
3.3.1 Método de cálculo del espectro suma.....	33
3.3.2 Espectros suma calculados.....	37
3.3.2.1 Perfil La Guardia-Ribadeo.....	37
3.3.2.2 Perfil Ribadeo-La Guardia.....	39
3.3.2.3 Perfil Vivero-Viana del Bollo.....	40
3.3.2.4 Perfil Finisterre-Sarria.....	42
3.3.2.5 Perfil La Coruña-La Cañiza.....	43
3.3.3 Resultados obtenidos. Filtrado de frecuencias....	45
3.4 Análisis de frecuencias a lo largo de un sismograma....	46
3.4.1 Objetivos y método.....	46
3.4.2 Resultados obtenidos con el método de la ventana móvil.....	49
3.5 Interpretación de los resultados.....	53

CAPITULO 4. ANALISIS DE POLARIZACION.....	57
4.1 Introducción.....	57
4.2 Polarización de las ondas de cizalla.....	58
4.2.1 Onda incidente SH.....	60
4.2.2 Onda incidente SV.....	60
4.3 Filtros de polarización.....	67
4.3.1 Desarrollo histórico.....	67
4.3.2 Discusión de los métodos existentes.....	69
4.4 Análisis de la polarización de las ondas internas generadas en un experimento de refracción.....	70
4.4.1 Método.....	70
4.4.2 Transmisión y reflexión sin conversión.....	71
4.4.2.1 Filtros de polarización.....	80
4.4.2.2 Producto de componentes.....	84
4.4.3 Transmisión y reflexión con conversión.....	86
4.4.3.1 Filtros de polarización.....	91
4.4.3.2 Producto de componentes.....	95
4.4.4 Influencia de la relación de Poisson.....	95
4.5 Aplicación del método de polarización a los datos de Galicia.....	99
 CAPITULO 5. ANALISIS E INTERPRETACION DE AMPLITUDES.....	 109
5.1 Introducción.....	109
5.2 La fuente sísmica.....	110
5.2.1 Radiación directa de ondas de cizalla.....	110
5.2.2 Radiación indirecta de ondas de cizalla.....	115
5.3 La respuesta instrumental.....	120
5.4 El efecto de la superficie libre.....	121
5.4.1 Determinación del ángulo de incidencia.....	124
5.5 Conclusiones para la interpretación de amplitudes.....	128
 CAPITULO 6. METODOLOGIA Y TECNICAS DE INTERPRETACION.....	 131
6.1 Introducción.....	131
6.2 Correlación de fases.....	131
6.3 Métodos de interpretación unidimensionales.....	132
6.3.1 Método de reflectividad.....	133

6.4 Métodos de interpretación bidimensionales.....	135
6.4.1 Método de rayos de Červený.....	136
6.5 Interpretación de ondas S.....	138

CAPITULO 7. INTERPRETACION DE LAS ONDAS COMPRESIONALES Y DE CIZALLA.

RELACION DE POISSON.....	141
7.1 Perfil Ribadeo-La Guardia.....	141
7.1.1 Interpretación de ondas P.....	141
7.1.1.1 Estructura superficial.....	148
7.1.1.2 Estructura profunda.....	152
7.1.2 Interpretación de ondas S.....	157
7.1.3 Relación de Poisson.....	166
7.2 Perfil Vivero-Viana del Bollo.....	169
7.2.1 Interpretación de ondas P.....	169
7.2.1.1 Estructura superficial.....	173
7.2.1.2 Estructura profunda.....	176
7.2.2 Interpretación de ondas S.....	182
7.2.3 Relación de Poisson.....	188
7.3 Perfil Finisterre-Sarria.....	191
7.3.1 Interpretación de ondas P.....	191
7.3.1.1 Estructura superficial.....	191
7.3.1.2 Estructura profunda.....	200
7.3.2 Interpretación de ondas S.....	203
7.3.2.1 Estructura superficial.....	203
7.3.2.2 Estructura profunda.....	208
7.3.3 Relación de Poisson.....	214
7.4 Perfil La Coruña-La Cañiza.....	217
7.4.1 Interpretación de ondas P.....	217
7.4.2 Interpretación de ondas S.....	227
7.4.3 Relación de Poisson.....	232

CAPITULO 8. ANALISIS E INTERPRETACION DE ONDAS CONVERTIDAS.....

8.1 Introducción.....	235
8.2 Correlación de ondas convertidas.....	238
8.2.1 Perfil Finisterre-Sarria.....	240

8.2.2 Perfil La Coruña-La Cañiza.....	240
8.3 Amplitudes teóricas de las fases PmS y SmP.....	242
8.4 Relación entre el valor de la relación de Poisson bajo la discontinuidad de Mohorovičić y la amplitud de las ondas convertidas.....	246
8.5 Interpretación de ondas convertidas.....	251

CAPITULO 9. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL NOROESTE DE LA PENINSULA

IBERICA.....	255
9.1 Introduucción.....	255
9.2 Estructura global de la corteza en Galicia.....	255
9.2.1 Distribución de velocidades V_p y V_s	255
9.2.2 Distribución de la relación de Poisson.....	261
9.3 Estructura superficial.....	263
9.3.1 Zonas de alta velocidad.....	263
9.3.2 Zonas de baja velocidad.....	264
9.4 Naturaleza de la corteza inferior.....	265
9.5 Interpretación petrológica.....	266
9.6 Estructura de la corteza en zonas adyacentes a Galicia.....	269

CAPITULO 10. CONCLUSIONES.....275

BIBLIOGRAFIA.....279

CAPITULO 1

INTRODUCCION

El objetivo de la sismica de refracción, técnica también conocida como perfiles sísmicos, es determinar la distribución de las velocidades de propagación de las ondas internas en la corteza y en el manto superior de la tierra, con el fin de conocer su estructura, propiedades físicas y composición.

El aprovechamiento de la información proporcionada por los datos obtenidos en un experimento de sismica de refracción ha ido aumentando con el paso del tiempo. Durante muchos años las investigaciones se basaron únicamente en la interpretación de los tiempos de recorrido de las llegadas compresionales; más tarde, a principios de los años setenta, se incorpora a la interpretación el estudio y modelado de las amplitudes de las ondas P. Las distribuciones velocidad-profundidad que se obtienen al considerar los parámetros dinámicos de las ondas sísmicas compresionales permiten definir distintos tipos de corteza, los cuales no podían distinguirse con una mera interpretación de los tiempos de recorrido, así como determinar la posición de las superficies de discontinuidad e incluso describir inhomogeneidades laterales.

Una interpretación adicional de las ondas de cizalla puede proporcionar un conocimiento más amplio y realista de la estructura y composición de la litosfera. Por una parte, el conocimiento de la distribución de velocidades de las ondas S permite restringir y controlar la composición y el estado físico de la litosfera, cuestiones que sólo se pueden resolver de forma ambigua a partir de la distribución de velocidades de las ondas P.

Por otra parte, el conocimiento simultáneo de la distribución de velocidades P y S permite calcular la relación de Poisson (σ). El comportamiento de la distribución de la relación de Poisson en la corteza y en el manto superior, junto con el conocimiento de las velocidades P y S, permite obtener conclusiones sobre la composición y petrología de la litosfera mucho más fundamentadas y seguras que las basadas sólo en el conocimiento de las velocidades de propagación de las ondas P.

Si en un trabajo de refracción sísmica se analizan además las ondas convertidas, se puede, a partir del estudio de sus amplitudes, obtener información sobre la naturaleza de las superficies de discontinuidad.

A pesar de la decisiva información que puede proporcionar la interpretación de las ondas de cizalla, la mayor parte de los estudios de sísmica de refracción realizados hasta ahora se han centrado en la interpretación exclusiva de las ondas P, siendo muy pocas las interpretaciones de ondas de cizalla publicadas y muy escasos, por tanto, los modelos obtenidos para la relación de Poisson.

De hecho es prácticamente la bibliografía en la que se tratan investigaciones parecidas a la que abordamos en el presente trabajo, es decir, una investigación combinada de ondas compresionales (P), de cizalla (S) y convertidas, basada no sólo en la interpretación de los tiempos de recorrido sino también en la interpretación de las amplitudes de las ondas internas.

La interpretación de las llegadas de las ondas de cizalla y convertidas, así como la de las segundas llegadas P, se presenta problemática, ya que estas llegadas se ven perturbadas de manera importante por la energía varias veces reflejada y dispersada de las ondas P que llegan antes, por lo que sólo pueden ser correlacionadas con gran dificultad.

Para solventar esta dificultad, que constituye una de las principales razones de la escasez de modelos de velocidad de ondas S, nos proponemos, como uno de los objetivos de este trabajo, desarrollar una

forma de proceder, una metodología para el tratamiento de los datos, previa a la interpretación de los mismos.

El trabajo consta de dos partes bien diferenciadas. En la primera se analizan las principales propiedades de los datos sísmicos: contenido de frecuencias, polarización de las ondas y amplitud de las señales, y se proponen técnicas de filtrado basadas en dichas propiedades con el fin de mejorar la relación calidad-ruído de los registros y de separar e identificar los diferentes grupos de ondas. En la segunda parte se aplican los resultados obtenidos y la metodología desarrollada en la primera parte, y se procede a la interpretación de los datos. Como resultado se obtienen unos modelos para la distribución de las velocidades de propagación de las ondas internas, compresionadas y de cizalla, y para la relación de Poisson, de cuya interpretación conjunta se obtiene, a su vez, una información decisiva para el conocimiento de la estructura en el noroeste de la Península Ibérica.

El trabajo se ha dividido en 10 Capítulos. Después de este primer capítulo de introducción, se presentan en el Capítulo 2 los datos que van a ser analizados e interpretados. Se discuten asimismo las principales características geológicas de la zona a la que corresponden los perfiles y la información geológica y geofísica de la que se dispone en de dicha zona.

En el Capítulo 3 se inicia la investigación de los datos propiamente dicha, mediante el análisis espectral de los mismos. Se analiza el comportamiento espectral de las ondas compresionales y de cizalla con el fin de determinar las frecuencias de corte más apropiadas para conseguir, con la ayuda de un filtro de frecuencias adecuado, la separación e identificación de las diferentes fases P, S y convertidas.

En el Capítulo 4 se investigan la naturaleza y los parámetros de polarización de las principales fases sísmicas P, S y convertidas registradas en un experimento sísmico de refracción. A partir de las diferencias encontradas en los parámetros de polarización de las ondas P, S y convertidas, se propone y se diseña un filtrado de polarización de

los datos para resaltar o atenuar uno u otro tipo de llegadas en los ensamblajes.

Dado que en este trabajo la obtención del modelo se basará no sólo en la información de los tiempos de recorrido sino también en la interpretación de las amplitudes de las ondas, se analizan en el Capítulo 5 los factores que pueden influir y modificar el comportamiento de las amplitudes de las ondas observadas, y que pueden, por tanto, constituir una fuente de error en la determinación de las amplitudes de las ondas internas.

En el Capítulo 6 se expone la metodología y los criterios seguidos en cada fase de interpretación de los datos. Se presentan asimismo las técnicas de interpretación que se han utilizado y se discuten las ventajas y limitaciones de cada una de ellas.

En el Capítulo 7 se desarrolla para cada perfil la interpretación realizada de las ondas compresionales y de cizalla. Se muestran así, para cada perfil, los ensamblajes originales y los ensamblajes tratados de acuerdo con los criterios expuestos en los capítulos anteriores. Se discuten detalladamente las correlaciones observadas y los modelos estructurales de velocidad obtenidos, tanto para las ondas P como para las ondas S. Se muestran asimismo para cada perfil los sismogramas sintéticos resultantes de los modelos obtenidos. Por último, al final del estudio realizado para cada perfil, se presenta el modelo de la relación de Poisson obtenido a partir de las distribuciones V_p y V_s calculadas.

En el Capítulo 8 se realiza el análisis e interpretación de las ondas convertidas. Se investiga además la influencia de algunos factores en las amplitudes teóricas de dichas ondas.

En el Capítulo 9 se integran los resultados obtenidos a partir de la interpretación realizada de las ondas compresionales, de cizalla y convertidas, obteniéndose un modelo para la corteza en Galicia el cual es interpretado en términos estructurales, composicionales y petrológicos. En este capítulo se presentan también los modelos obtenidos como parte de

este trabajo en zonas adyacentes, y se comparan ambos resultados. Asimismo se comparan los resultados obtenidos en el noroeste de la Península Ibérica con los obtenidos en otras áreas del Hercínico europeo.

Por último, en el Capítulo 10 se resumen las conclusiones y resultados más importantes obtenidos en este trabajo.

CAPITULO 2

PRESENTACION DE LA INVESTIGACION PROPUESTA Y DE LOS DATOS

2.1 INVESTIGACION DE ONDAS DE CIZALLA

En un estudio de refracción sísmica la información obtenida a partir de la interpretación de las ondas de cizalla es de enorme importancia. Puesto que las ondas compresionales y de cizalla responden de distinta forma a la estructuración y a las propiedades físicas de las zonas a través de las cuales se propagan, pueden proporcionar información diferente y complementaria de una misma zona. La velocidad de las ondas de cizalla, especialmente cuando se usa combinada con la velocidad de las ondas compresionales, constituye una restricción importante al determinar la estructura, la litología, las propiedades físicas y los procesos geodinámicos de la corteza y del manto superior.

Los estudios de refracción sísmica de la litosfera han producido en todo el mundo numerosos modelos estructurales de velocidad de las ondas P para la corteza y el manto superior (ver, por ejemplo, Prodehl, 1984). No obstante, las interpretaciones litológicas o petrológicas a partir de dichos modelos son escasas, puesto que una velocidad de ondas P dada puede ser satisfecha normalmente por una gran variedad de rocas. Sin embargo, es posible limitar de forma más realista la composición de la litosfera si además de la velocidad de las ondas compresionales (V_p) conocemos la velocidad de las ondas de cizalla (V_s).

El conocimiento de V_p y V_s permite calcular la relación de Poisson,

$$\sigma = \frac{(V_p^2 - 2V_s^2)}{2(V_p^2 - V_s^2)}$$

parámetro sensible a variables tales como la temperatura (Birch, 1969), la presión (Simmons, 1964; Christensen, 1965, 1966), la composición mineral de las rocas (Christensen y Fountain, 1975; Kern, 1982) y la presencia de componentes fluidos (King, 1966; Spencer y Nur, 1976; Gregory, 1976; O'Connell y Budiansky, 1977; Christensen, 1984).

En comparación con el número de modelos de velocidad de ondas P, obtenidos a partir de datos de sísmica de refracción, son muy pocos los modelos equivalentes publicados de velocidad de ondas S y, por tanto, muy pocos los modelos de la relación de Poisson. Sin perjuicio de que exista algún trabajo más, citamos las siguientes publicaciones de interpretación de ondas de cizalla de gran ángulo: Braile et al., (1974); Keller et al., (1975); Zschau y Koschyk, (1976); Assumpção y Bamford, (1978); Banda et al., (1981); Gajewski, (1981); Tarkov et al., (1981); Deichman, (1984); Brooks, (1985); Hall y Ali, (1985); Kullinger y Lund, (1986); Luosto y Korhonen, (1986); Ruthardt, (1986); El-Isa et al., (1987); Holbrook et al., (1987); Min y Wu, (1987); Holbrook et al., (1988); Alekseev et al., (1988); Hauser, (1989); Stangl et al., (1989).

La escasez de modelos de velocidad de ondas S es debida a:

- La ausencia en muchos estudios de refracción sísmica de registros de tres componentes.
- La pobre relación señal-ruido que generalmente presentan los registros de ondas de cizalla corticales.

Este segundo factor puede ser debido a tres causas principales:

- Algunas fuentes de energía no generan ondas S fuertes, probablemente debido a las condiciones locales en el punto de tiro.
- Las ondas S, al ser siempre llegadas secundarias, son a veces difíciles de detectar porque se superponen a la coda de la onda P precedente (esto es particularmente cierto para las ondas S refractadas, generalmente de amplitud pequeña).
- Las ondas S no se propagan bien a través de estructuras de velocidad complejas (Assumpção y Bamford, 1978).

Debido a estos factores, en el pasado han sido pocos los intentos realizados para interpretar ondas S, limitándose además la mayoría de

las interpretaciones a la obtención de modelos basados únicamente en tiempos de recorrido y a una simple comparación de tiempos de llegada de ondas P y S.

En este trabajo nos proponemos obtener modelos estructurales de velocidad de ondas de cizalla y modelos para la relación de Poisson, a partir del análisis e interpretación de los datos de ondas de cizalla de gran calidad registrados durante el experimento de sismica de refracción realizado en 1982 en Galicia (Noroeste de España).

2.2 ENCUADRE GEOLOGICO

Galicia se encuentra situada en el extremo noroccidental del Macizo Ibérico, el cual está constituido fundamentalmente por materiales precámbricos y paleozoicos deformados durante la orogenia hercínica. Estos materiales se encuentran limitados discordantemente por otros de edades esencialmente mesozoicas y cenozoicas (Parga-Pondal et al., 1982).

El Macizo Ibérico representa el afloramiento más extenso del cinturón orogénico Hercínico en Europa. El cinturón Hercínico europeo -de unos 3000 km de largo y 700-800 km de ancho, caracterizado en su parte occidental por una prominente virgación convexa hacia el oeste, conocida como arco Ibero Armoricano- se extiende desde el sur de la Península Ibérica hasta el Macizo de Bohemia, incluyendo partes de Francia, Irlanda, Gran Bretaña y Alemania, (Figura 2.1). El cinturón comprende terrenos deformados, en parte metamorfizados e intruidos por granitoides. Estos terrenos afloran en varios macizos estables, los cuales sufrieron una ligera deformación después del Pérmico (Matte, 1991).

Lotze (1945) fué el primer autor que propuso una división zonal del Macizo Ibérico, basada principalmente en diferencias estratigráficas de los materiales del Paleozoico Inferior. Esta zonificación fué ligeramente modificada más tarde por Julivert et al., (1972), quienes agruparon las dos zonas más centrales (Galaico-Castellana y Lussoccidental-Alcudiense) en una única división: la zona Centro-Ibérica. Quedando así dividido el



Figura 2.1. Esquema estructural del cinturón Hercínico europeo: 1. Cabalgamientos principales. 2. Mantos de corrimiento más internos con exfoliación horizontal, restos ofiolíticos y zonas de sutura. 3. Areas deformadas con esquistosidad. 4. Cuencas externas. 5. Plataformas o bloques con deformación Varisca pequeña o nula. 6. Desplazamiento de los mantos y vergencia de los pliegues tumbados principales. 7. Fallas de desgarre. (Según Matte, 1986).

Macizo Ibérico en cinco zonas: Cantábrica, Astur Occidental-Leonesa, Centro-Ibérica, Ossa-Morena y Surportuguesa (Figura 2.2).

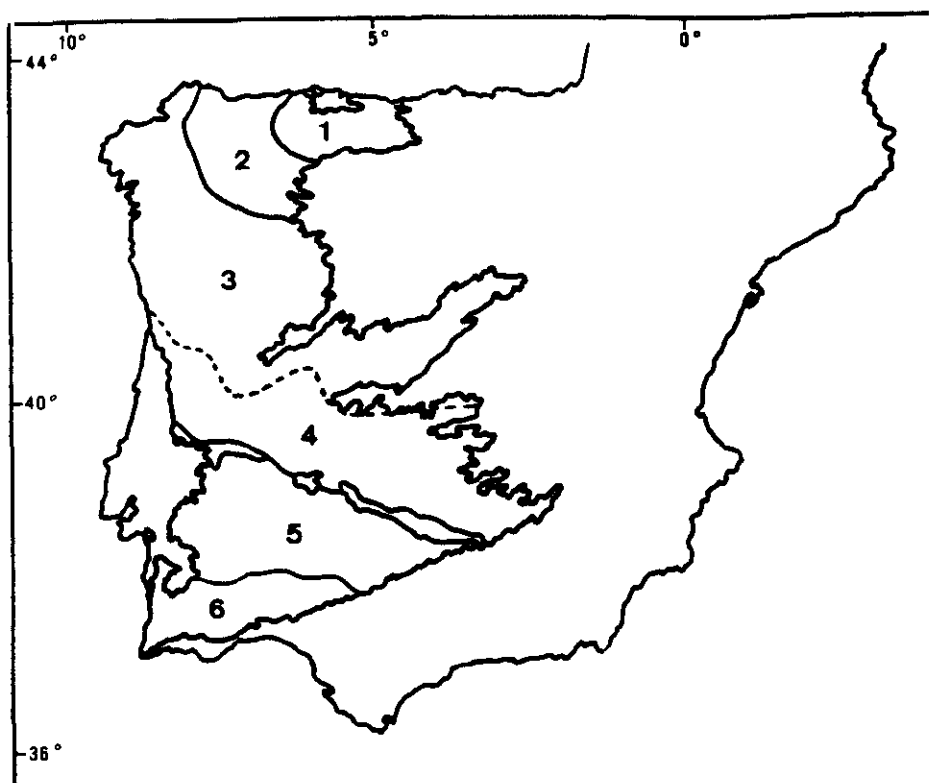


Figura 2.2. Zonificación del Macizo Ibérico según Julivert et al., (1972): 1. Zona Cantábrica; 2. Zona Astur Occidental-Leonesa; 3. y 4. Zona Centro-Ibérica (separadas inicialmente en la clasificación de Lotze, 1945); 5. Zona de Ossa-Morena; 6. Zona surportuguesa.

Más recientemente Farias et al. (1985) han propuesto una nueva zona en el macizo herciniano de la Península Ibérica, la zona de Galicia-Tras-os-Montes. La definición de esta nueva zona está basada en la posición alóctona de los materiales Precámbricos y Paleozoicos sobre los correspondientes a la zona Centro-Ibérica, así como en la naturaleza diferente de estos materiales.

La subzona de Galicia-Tras-os-Montes incluye el Dominio Esquistoso

de Galicia-Tras-os-Montes y el Dominio de los Complejos de rocas máficas y metasedimentos relacionados con ellas: Complejo de Cabo Ortegal, Complejo de Ordenes, Complejo de Bragança, Complejo de Morais y la unidad de Malpica-Tuy (Figura 2.3). La posición estructural de estos macizos ha sido objeto de una gran controversia, habiéndose propuesto alternativamente interpretaciones autoctonistas (Matte y Ribeiro, 1967; Van Overmeeren, 1975; Den Tex, 1978) y aloctonistas (Ribeiro et al., 1964; Anthonioz, 1970; Ries y Shackleton, 1971; Anthonioz y Ferragne, 1978; Iglesias et al., 1983).

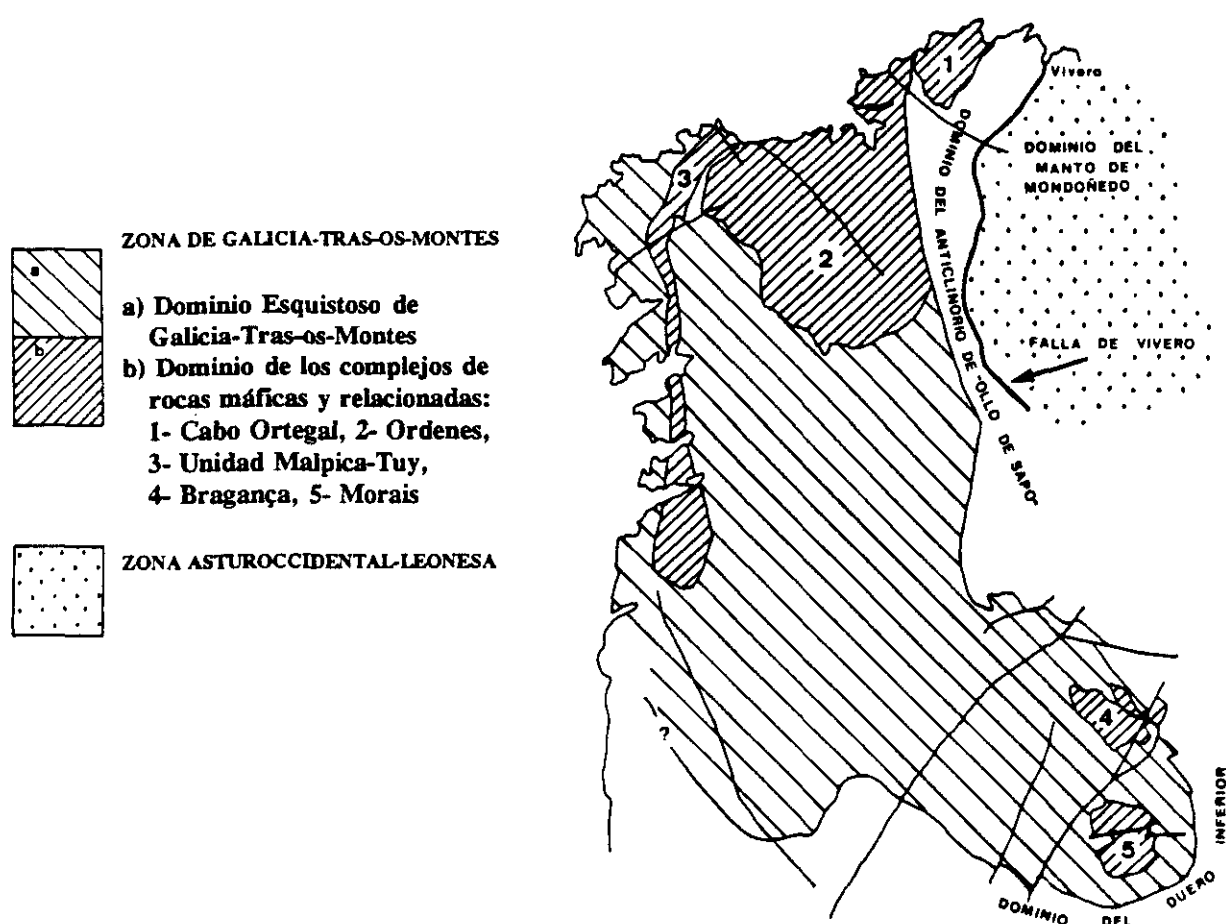


Figura 2.3. Zona de Galicia-Tras-os-Montes definida por Farias et al., (1985).

La hipótesis aloctonista es la más aceptada en la actualidad (ver, por ejemplo, Matte, 1983; Arenas et al., 1986; Martínez-Catalán, 1990). Esta hipótesis concuerda con la reinterpretación (Bayer y Matte, 1979) de los datos gravimétricos de Van Overmeeren (1975) y Keasberry et al. (1976), con los trabajos petrológicos de Ribeiro (1976), con los modelos obtenidos a partir de anomalías gravimétricas y magnéticas por Castaño et al. (1981), con los resultados de un perfil sísmico de corta longitud realizado en el macizo de Morais por Hirn et al. (1982) y con consideraciones generales de la estructura del arco Ibero-Armoricano (Matte y Burg, 1981; Farias et al., 1985).

Desde el punto de vista tectónico podemos decir que el conjunto de las rocas que forman Galicia fué sometido a una deformación polifásica acompañada de metamorfismo regional durante la orogenia Herciniana. El proceso de deformación incluye sucesivamente el desarrollo de pliegues y cabalgamientos, ambos vergentes hacia el este o noreste; en relación con estos cabalgamientos tendría lugar el emplazamiento de los complejos antes mencionados. El proceso de deformación de todas estas estructuras fué acompañado por una deformación interna muy importante de las rocas y por el desarrollo sucesivo de esquistosidades (Parga-Pondal et al., 1982).

2.3 INFORMACION GEOLOGICA Y GEOFISICA PREVIA

La geología superficial del Macizo Ibérico ha sido ampliamente investigada durante las dos últimas décadas, a través de numerosos estudios estratigráficos, estructurales y petrológicos (para una recopilación ver, por ejemplo: Julivert et al., 1980; Parga-Pondal, 1982; Comba, 1983; Dallmeyer y Martínez García, 1990) que han contribuido notablemente al conocimiento de su composición, formación y evolución (por ejemplo: Julivert et al., 1988; Martínez-Catalán et al., 1988; Pérez Estaún et al., 1988; Ribeiro et al., 1988).

Sin embargo, el estudio del Macizo Ibérico por medio de métodos geofísicos no está todavía lo suficientemente desarrollado como para

constituir una contribución decisiva al conocimiento de su estructura profunda.

A los trabajos gravimétricos, magnéticos y de flujo térmico recopilados por Banda (1988) podemos añadir, entre otros, las recientes contribuciones de Ries et al. (1980), Perroud (1982) e Hirt et al. (1992) en el campo del paleomagnetismo; los estudios geocronológicos de Peucat et al. (1990) y Dallmeyer et al. (1990, 1991) y los mapas aeromagnéticos de España (Ardizzone et al., 1989) y Portugal (Miranda et al., 1989). Si bien todos estos trabajos contribuyen al conocimiento del Macizo Ibérico, son todavía relativamente pocos los datos geofísicos disponibles en la parte española e incompleto el conocimiento de su estructura cortical.

El conocimiento de las características de la estructura cortical es de gran interés, ya que éstas pueden aportar argumentos para delimitar el conjunto de los posibles modelos tectónicos que se obtienen mediante el análisis de las observaciones de la geología superficial. Como es bien sabido, la técnica de los perfiles sísmicos de refracción es uno de los métodos más potentes y adecuados para determinar la estructura de la corteza y manto superior terrestres.

En el Macizo Ibérico, los primeros estudios realizados con perfiles sísmicos son los publicados por Mueller et al. (1973), cuyas líneas se situaban fundamentalmente en la zona Surportuguesa. A estos estudios les siguieron, en territorio portugués, los de Moreira et al. (1977), Mendes Victor et al. (1980), Hirn et al. (1982) y Caetano (1983). En España, hasta el año 1989, excluyendo la campaña de Galicia de la cual nos ocuparemos a continuación, sólo se habían realizado perfiles sísmicos, no invertidos, en la parte central de la Meseta Ibérica (Payo y Ruíz de la Parte, 1977; Banda et al., 1981; Suriñach y Vegas, 1988). El proyecto ILIHA (Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy) (ILIHA DSS Group, 1993) y los recientes experimentos de sísmica de refracción y de reflexión profunda (Pérez-Estaún et al., en preparación), realizados en la zona Cantábrica, proporcionarán información sobre la estructura sísmica de la corteza hercínica en zonas adyacentes a Galicia.

2.4 EL EXPERIMENTO DE GALICIA, 1982

En la parte noroccidental de España, el Macizo Ibérico no ha sufrido alteraciones importantes durante la orogenia Alpina y no existen prácticamente sedimentos post-hercínicos, lo cual, unido al hecho de que el basamento Hercínico continental se prolonga hacia el oeste decenas de kilómetros bajo el Océano Atlántico, hace de Galicia un marco ideal para un estudio de refracción sísmica.

El objetivo del experimento de refracción sísmica realizado en Galicia, en el verano de 1982, era obtener información tanto de la estructura profunda de la corteza como de las posibles variaciones laterales en la corteza superior. Para ello se diseñó una red de perfiles sísmicos situada sobre la parte occidental de la zona Astur-Occidental-Leonesa, la parte norte de la zona Centro Ibérica y la zona de Galicia-Tras-os-Montes (Figura 2.4).

Algunos de los perfiles fueron emplazados de manera que se pudiera obtener un modelo global para la estructura de la corteza (Ribadeo-La Guardia, Vivero-Viana del Bollo, Finisterre-Sarria, La Coruña-La Cañiza). Otros fueron trazados para obtener detalles de la estructura superficial y poder de esta manera resolver problemas geológicos concretos, tales como los relacionados con los complejos metamórficos de alto grado y las series ofiolíticas cercanas a la costa (Cedeira-Ferreira, Ortegal-Finisterre); así como para poder determinar, mediante un perfil en abanico (Asorey-Corgo) el efecto sísmico posible de una zona de cizalla dúctil en profundidad.

En la figura 2.5 se muestra la posición exacta de los puntos de tiro y la distribución de las estaciones de registro. En total se utilizaron aproximadamente 7.6 toneladas de explosivo, distribuidas en 27 explosiones (22 en mar y 5 en tierra) que fueron registradas por 32 estaciones de registro analógico. Una descripción completa y detallada del planteamiento y ejecución técnica del experimento puede encontrarse en Córdoba (1986).

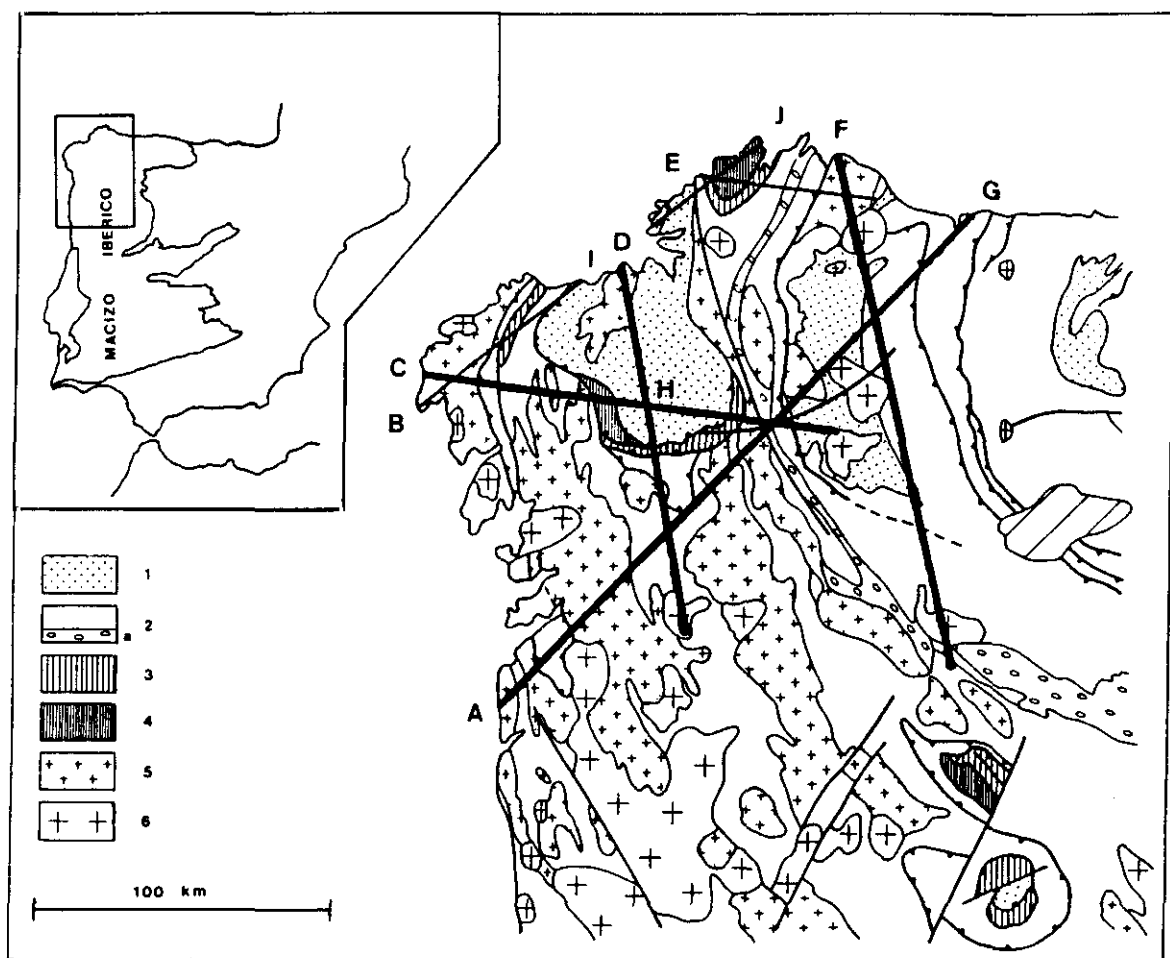


Figura 2.4. Localización de los perfiles sísmicos sobre el mapa estructural de Galicia de Matte (1983). Las líneas gruesas indican los perfiles estudiados en este trabajo. 1. Precámbrico superior. 2. Paleozoico inferior, a) Olla de Sapo. 3. Ofiolitas. 4. Mantos catazonales. 5. Granitos aluminicos. 6. Granitos calcoalcalinos.

La interpretación de los perfiles cortos, paralelos a la costa, diseñados para estudiar el complejo de Cabo Ortegal y el Macizo de Ordenes, ha proporcionado un modelo detallado de la estructura superficial en esa zona (Córdoba, 1986; Córdoba y Banda, 1988).

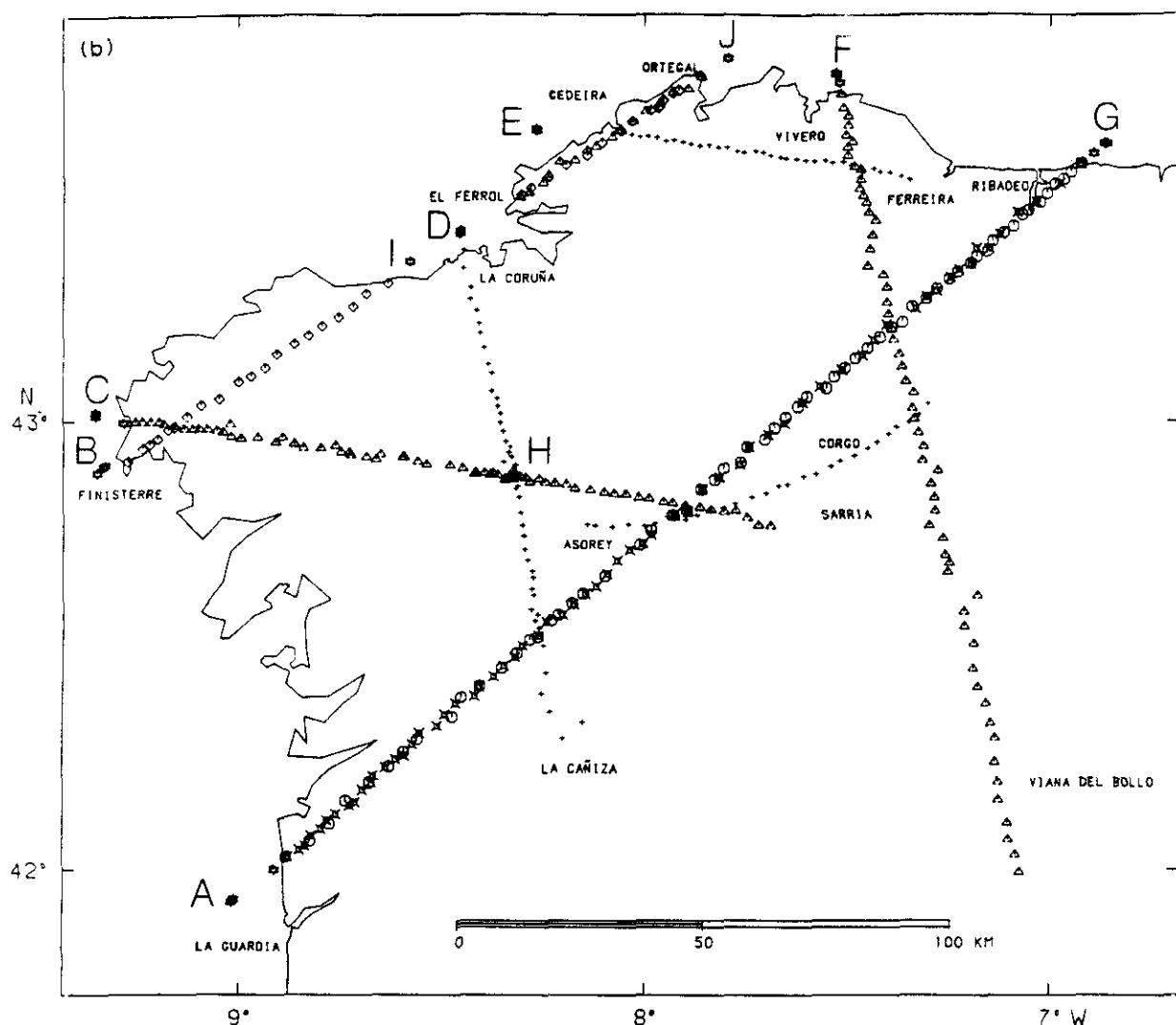


Figura 2.5. Localización de los puntos de tiro y de las estaciones de registro de todos los perfiles sísmicos registrados en la Campaña de Galicia de 1982.

El objetivo de este trabajo es obtener información de la estructura global de la corteza, por lo que centraremos nuestro estudio en el análisis de los cuatro perfiles de larga longitud resaltados en la figura 2.4. Los datos técnicos de las explosiones utilizadas se recogen en la tabla 2.1.

TABLA 2.1
DATOS TECNICOS DE LAS EXPLOSIONES

Perfil	Tiro	Fecha 07/82	Tiempo (h:m:s)	Lat. (N)	Long. (W)	Prof. agua (m)	Carga (kg)
RIBADEO- LA GUARDIA	G20	10	10:08:12.56	43°35'.691	6°53'.620	52.40	20
	G2	10	11:05:01.35	43°37'.001	6°51'.680	92.10	400
	G1	10	15:05:02.45	43°37'.021	6°52'.010	95.70	500
LA GUARDIA- RIBADEO	A20	22	10:05:01.88	41°59'.970	8°54'.768	23.55	20
	A2	22	11:05:01.19	41°55'.970	9°00'.698	96.15	400
	A1	22	16:05:02.02	41°55'.670	9°01'.018	101.10	800
VIVERO- VIANA DEL BOLLO	F20	12	10:05:01.62	43°45'.171	7°31'.350	67.60	20
	F2	12	11:05:01.61	43°46'.311	7°31'.800	95.75	200
	F1	12	17:05:02.04	43°45'.381	7°32'.000	99.85	400
LA CORUÑA- LA CAÑIZA	D1	15	10:05:02.24	43°25'.059	8°27'.298	80.00	200
	D2	15	12:05:02.25	43°25'.469	8°27'.298	83.30	200
FINISTERRE- SARRIA	C20	20	10:05:01.81	42°59'.770	9°16'.828	24.10	20
	C1	20	11:05:01.86	43°00'.710	9°20'.908	84.95	200
	C2	20	17:05:01.73	43°01'.100	9°20'.928	98.50	200
	H3	20	14:08:00.98	42°53'.016	8°12'.233	mina	600
	H4	23	13:42:45.47	42°52'.632	8°19'.400	mina	240

2.5 SELECCION DE LOS DATOS

Vamos a explicar en este apartado con más detalle los criterios que han llevado a la selección del material de datos.

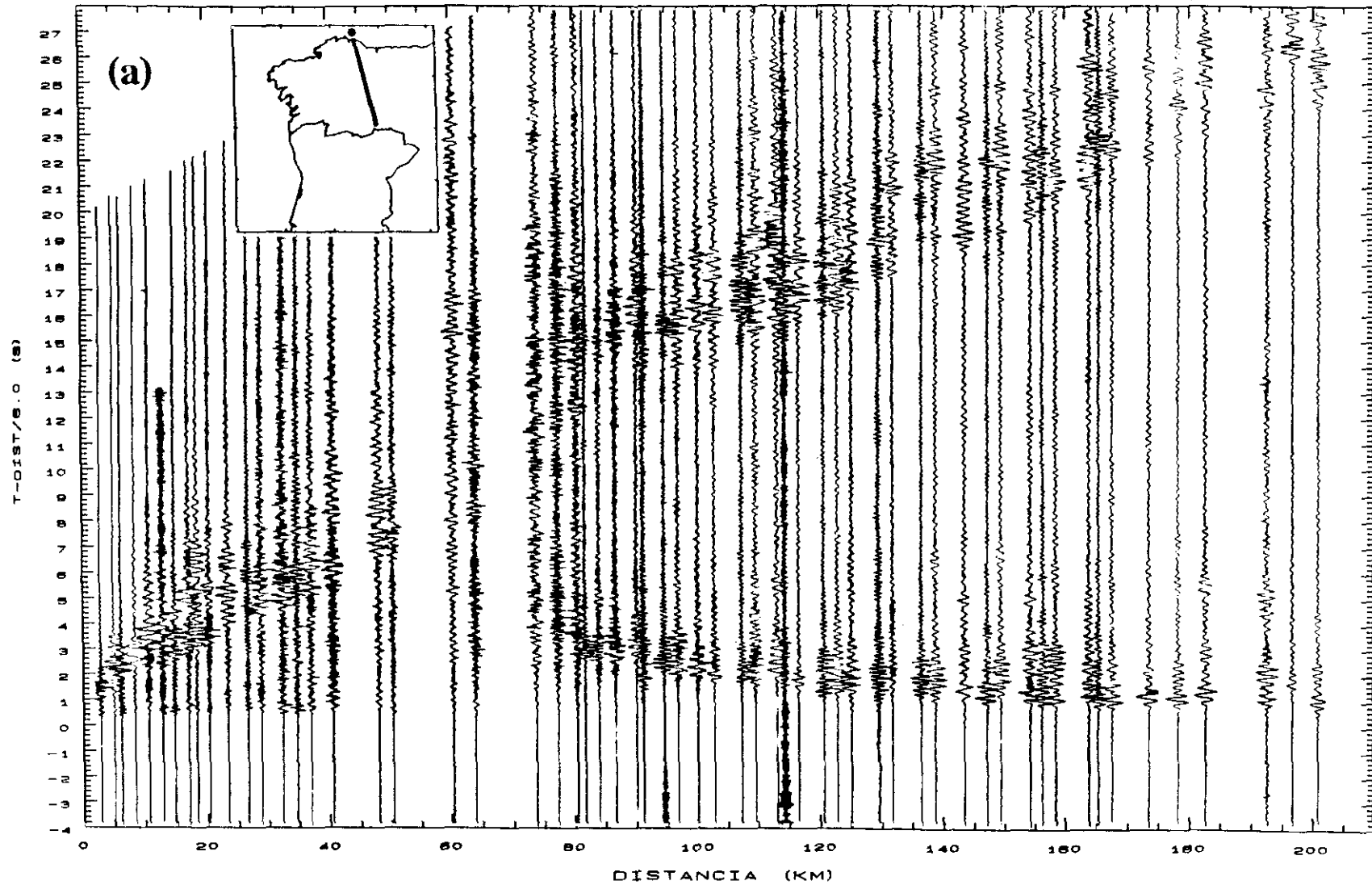
Los datos seleccionados para este trabajo cumplen una serie de requisitos que son condición necesaria para una interpretación de ondas de cizalla. Los dos primeros puntos que vamos a comentar quedan ilustrados en el ejemplo gráfico de la figura 2.6.

1. Las explosiones realizadas en el experimento de Galicia generaron, en general, ondas S de gran amplitud. La energía de las ondas de cizalla es del orden de magnitud de las ondas compresionales.
2. En la zona de las llegadas de las ondas de cizalla el nivel de ruido es relativamente pequeño.
3. Durante el experimento no hubo apenas fallos de las estaciones, de manera que casi todos los sismogramas fueron válidos y utilizables.
4. Más del 75% de las estaciones utilizadas fueron equipadas con sismómetros de tres componentes, disponiéndose, por tanto, de una gran cantidad de registros de las componentes horizontales.

Estos puntos muestran que el material de datos seleccionado es muy apropiado para una interpretación de ondas de cizalla. Además, y esto era un objetivo fundamental en nuestro trabajo, el disponer de muchos registros de varias componentes hace posible aplicar o desarrollar nuevos métodos para mejorar la relación señal-ruido de los datos registrados.

Para tener una primera visión global de los datos mostramos en las figuras 2.7-2.11 un ejemplo de ensamblaje de ondas P y otro de ondas S para cada uno de los perfiles que vamos a estudiar.

La presencia en alguno de los ensamblajes de reflexiones subcríticas PmP indica que pueden observarse reflexiones de ondas convertidas en la Moho (PmS). Este punto muestra la validez de los datos para una investigación de ondas convertidas.



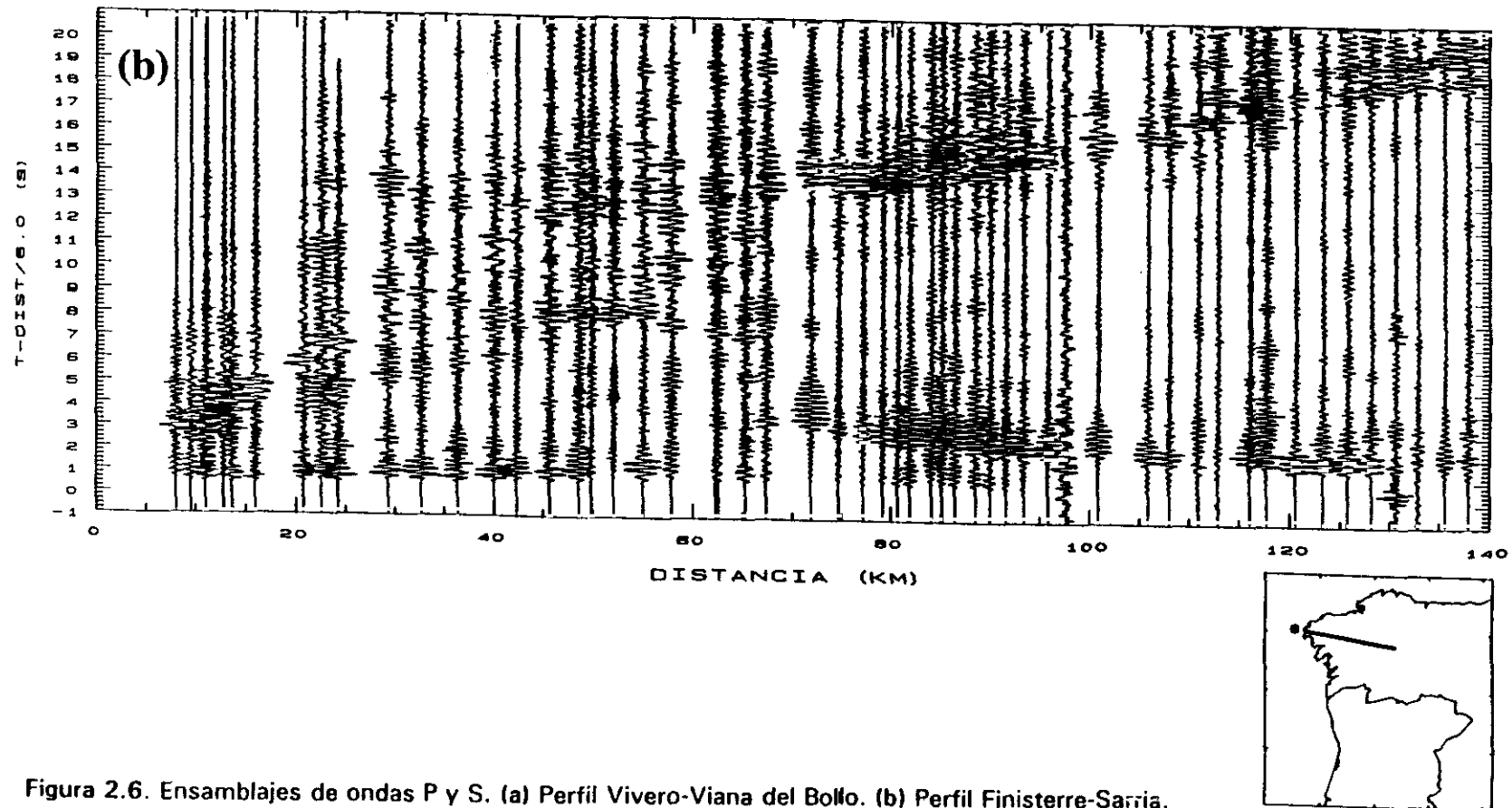


Figura 2.6. Ensamblajes de ondas P y S. (a) Perfil Vivero-Viana del Bollo. (b) Perfil Finisterre-Sarria.

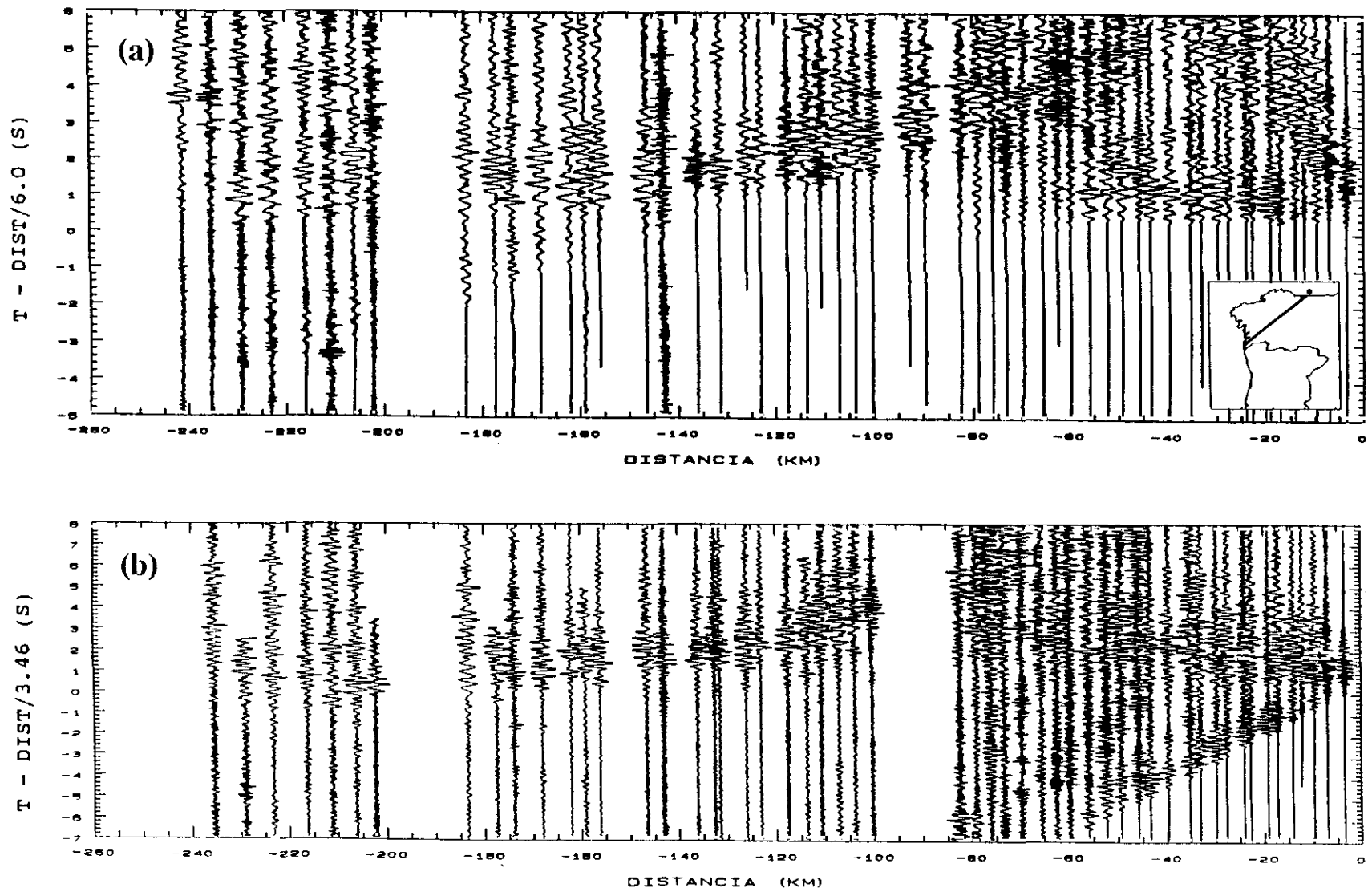


Figura 2.7. Perfil Ribadeo-La Guardia. (a) Ensamblaje de ondas P, componente vertical. (b) Ensamblaje de ondas S, componente vertical.

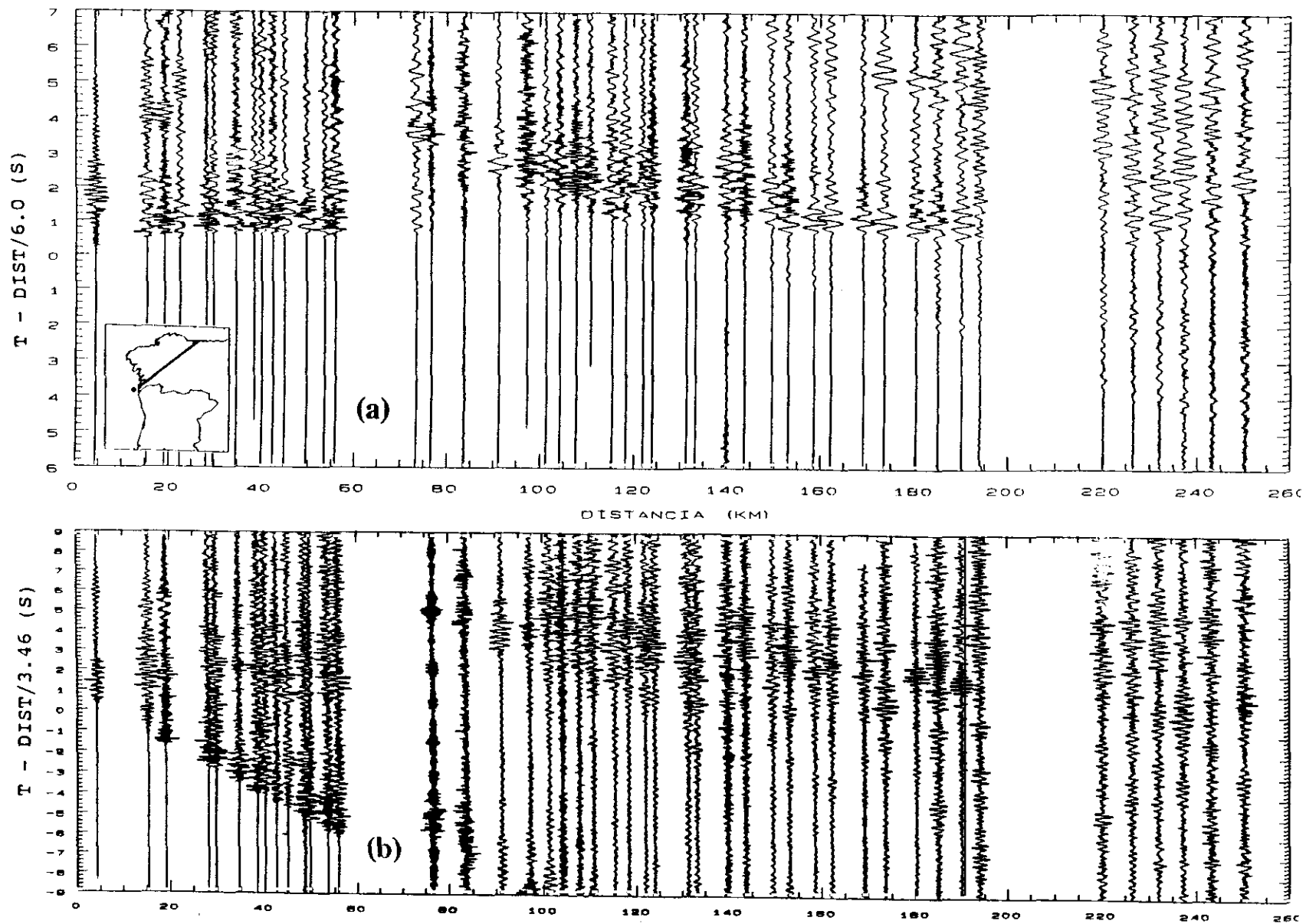


Figura 2.8. Perfil La Guardia-Ribadeo. (a) Ensamblaje de ondas P, componente vertical. (b) Ensamblaje de ondas S, componente transversal.

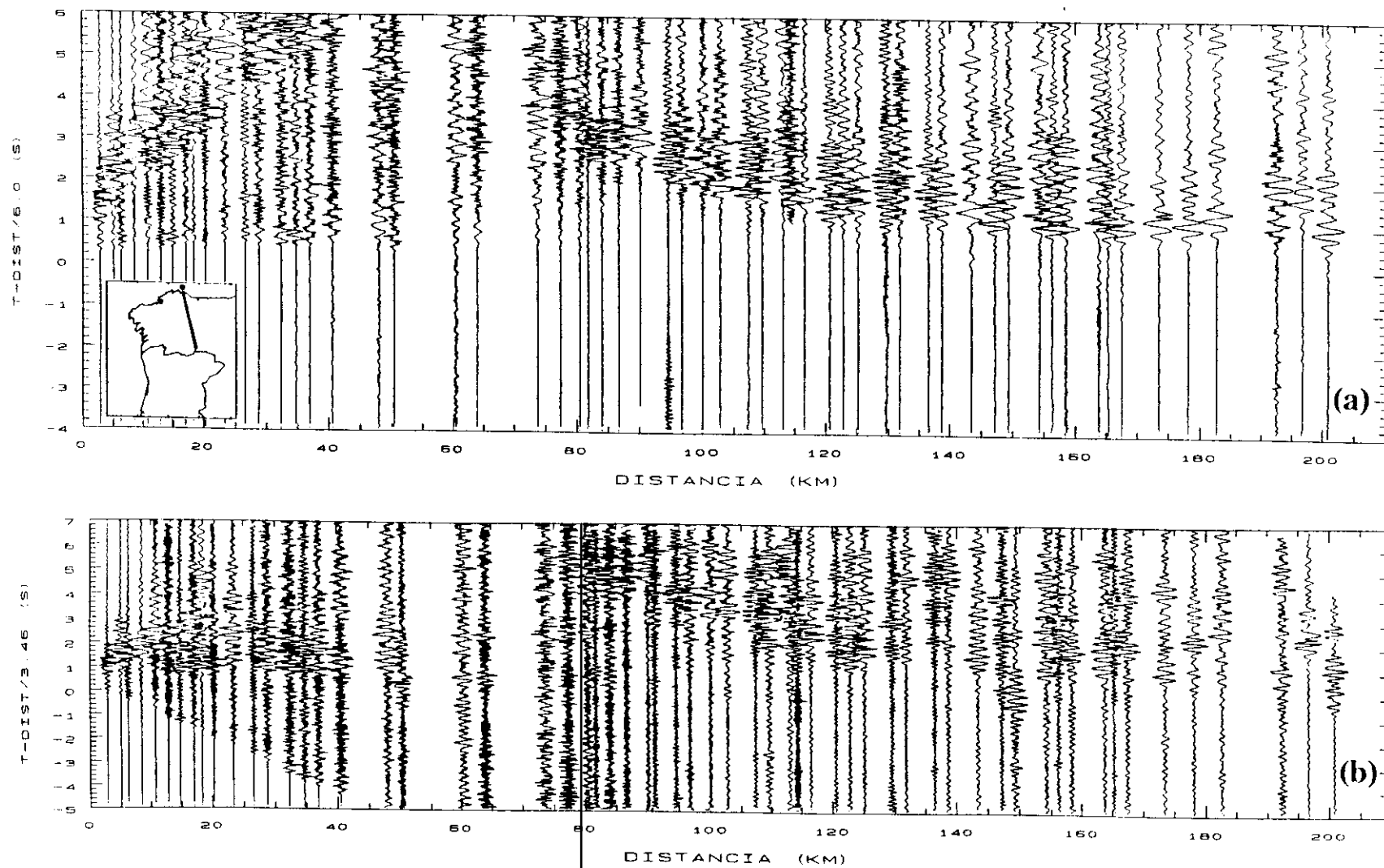


Figura 2.9. Perfil Vivero-Viana del Bollo. (a) Ensamblaje de ondas P, componente vertical. (b) Ensamblaje de ondas S, componente vertical.

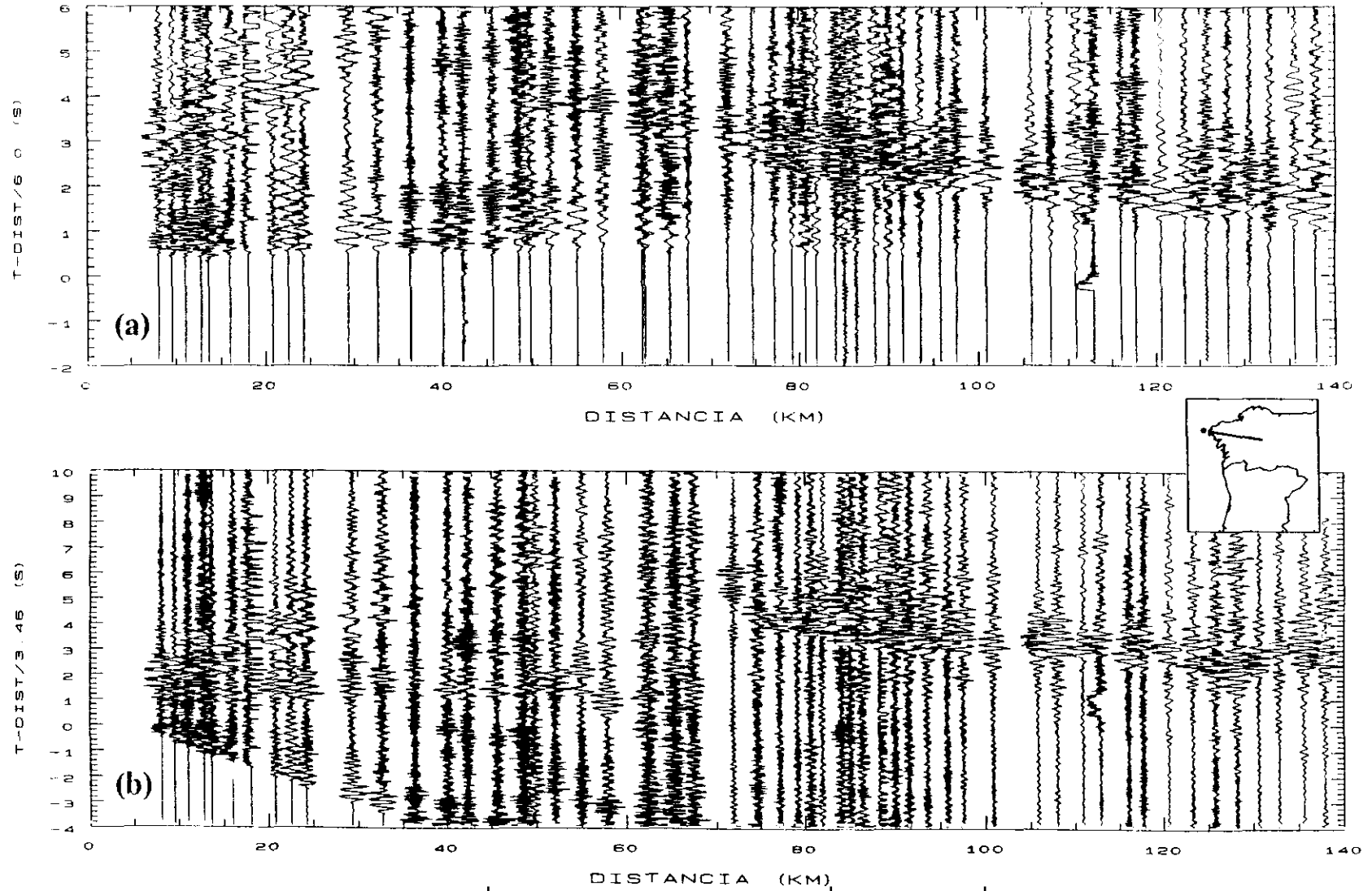


Figura 2.10. Perfil Finisterre-Sarria. (a) Ensamblaje de ondas P, componente vertical. (b) Ensamblaje de ondas S, componente vertical.

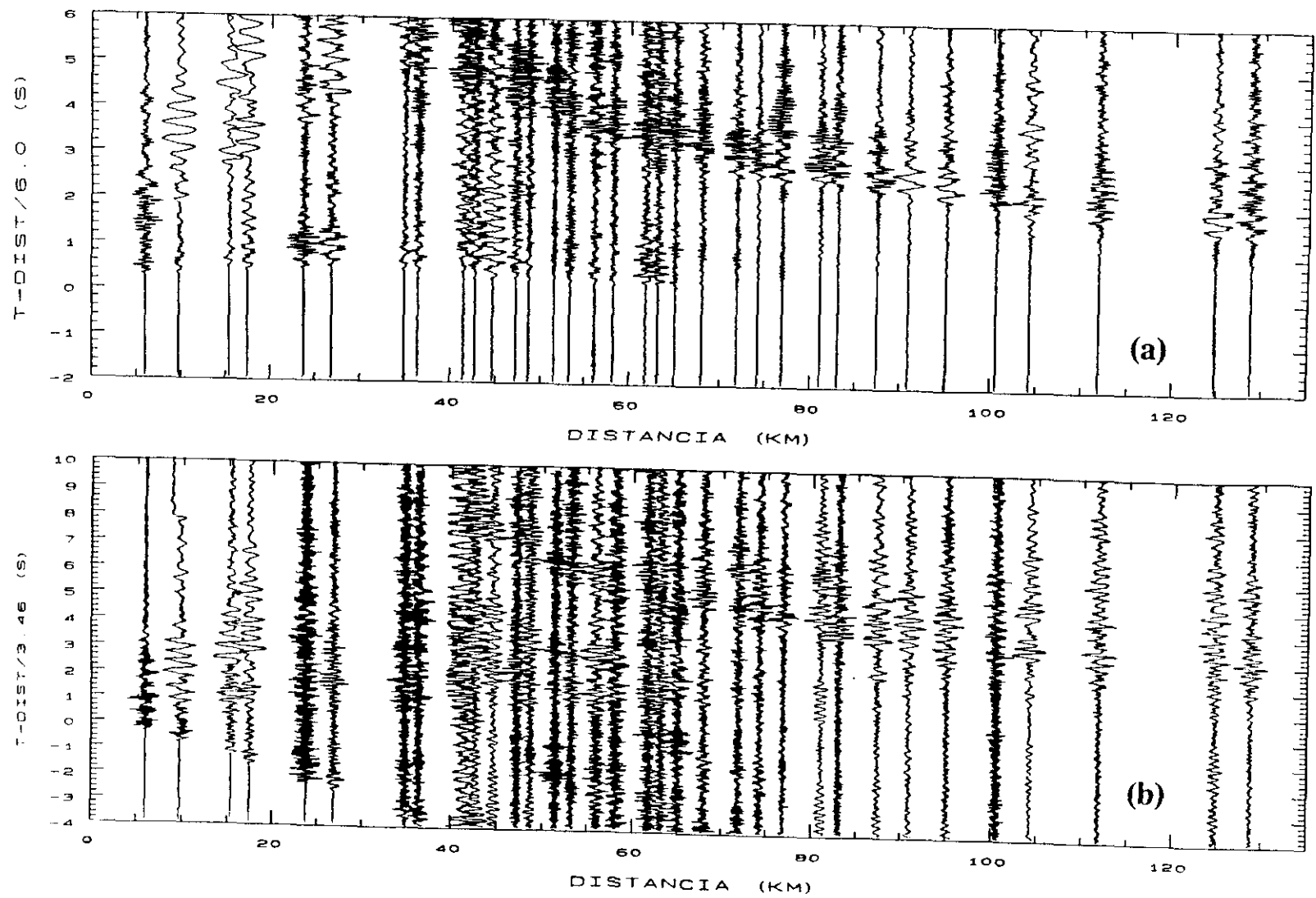


Figura 2.11. Perfil La Coruña-La Cañiza. (a) Ensamblaje de ondas P, componente vertical. (b) Ensamblaje de ondas S, componente radial.

Por otra parte, además de disponer de un buen material de datos, existe un modelo previo de distribución velocidad-profundidad para las ondas P (Córdoba, 1986), que podremos utilizar como punto de partida al interpretar los datos. Describimos, a continuación, brevemente dicho modelo.

2.6 DESCRIPCION DEL MODELO PRELIMINAR DE ONDAS P

Utilizando un método bidimensional de trazado de rayos, Córdoba (1986) desarrolló para cada perfil un modelo individual de la distribución velocidad-profundidad; el ajuste estructural en la intersección de las líneas le llevó a obtener el modelo tridimensional para la corteza mostrado en la figura 2.12. Las líneas continuas representan las zonas de las discontinuidades de las que se tenía información a partir de los datos observados, mientras que las partes dibujadas con líneas discontinuas son extrapolaciones.

Las características principales del modelo son:

- El espesor de la corteza en la parte central del área investigada varía entre 30 y 32 km y disminuye hacia la costa, en donde se encuentran valores que oscilan entre 26 y 27 km en la parte norte, 23 km en el noroeste y 27 km en el suroeste.

- La corteza se estructura en tres capas principales: superior, media y profunda, de espesores promedio 13, 8 y 10 km, respectivamente.

- Dentro de las capas, las velocidades son practicamente constantes y tienen valores de 6.0 km/s, la corteza superior; 6.2 km/s la corteza media y 6.9 km/s la corteza inferior. La distribución de la velocidad en la corteza inferior presenta una variación lateral hacia la parte oeste, donde la capa de velocidad 6.9 km/s cambia a una capa con gradiente, en la que la velocidad aumenta linealmente con la profundidad desde 6.7 km/s hasta 6.9 km/s.

- La velocidad en el manto superior es de 8.3 km/s.

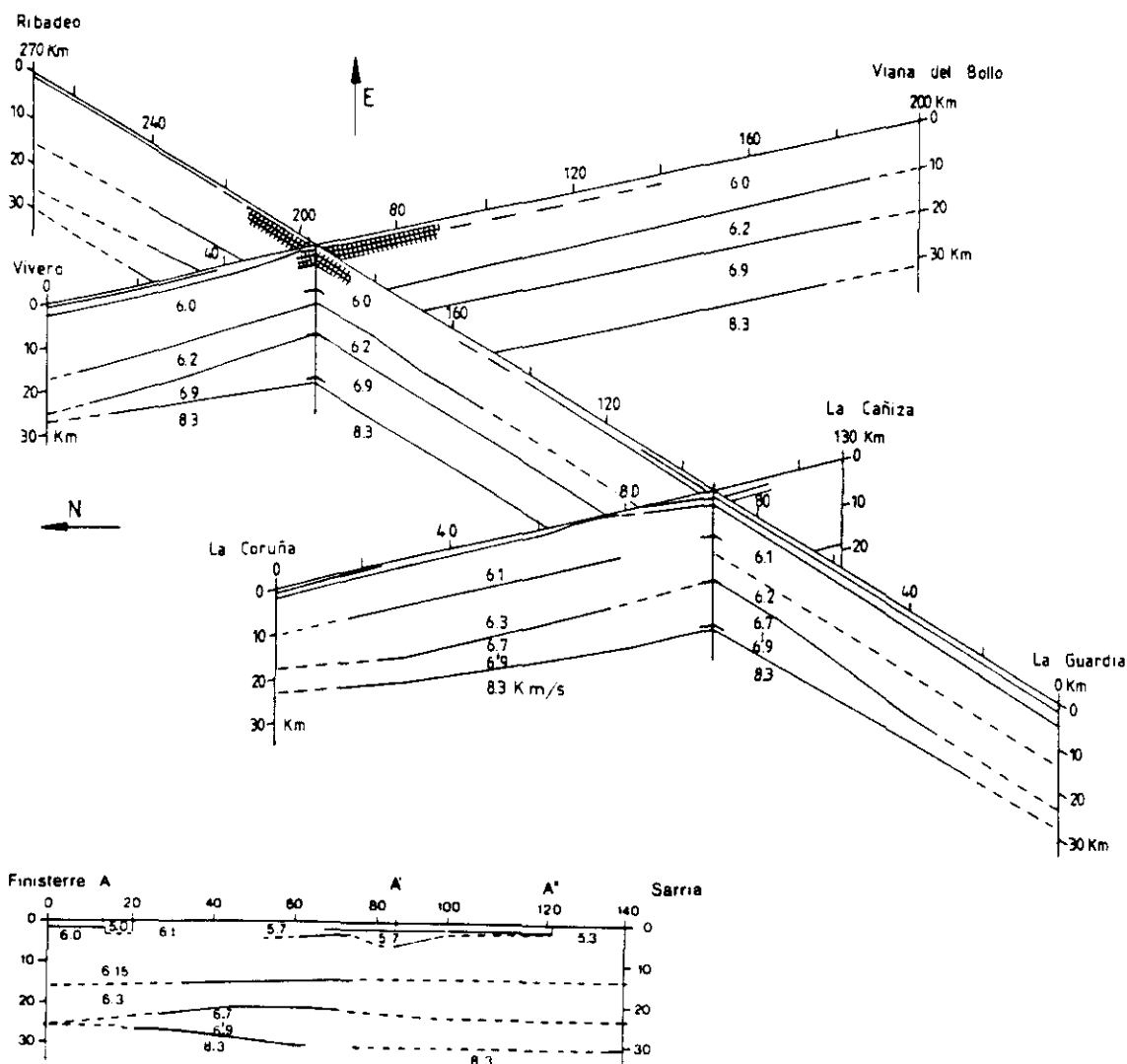


Figura 2.12 Modelo tridimensional de Córdoba (1986) para la distribución velocidad-profundidad de las ondas P.

2.6.1 Evaluación y mejora del modelo

El modelo de velocidad de ondas P, que acabamos de describir, está basado sólo en la interpretación de tiempos de recorrido. Puesto que el desarrollo del modelo de ondas S así como la investigación de ondas convertidas se basa en el modelo de ondas P, tendremos que revisar éste cuidadosamente antes de proceder a su utilización.

Para la revisión y mejora del modelo utilizaremos el comportamiento de las amplitudes y frecuencias de las fases sísmicas, información que no fué considerada previamente.

El cuidado y detalle con que son descritos y presentados los modelos bidimensionales de ondas P de Córdoba (1986), permite una reinterpretación de los datos mediante la utilización de los importantes avances conseguidos en los últimos años en el trazado de rayos y en el modelado de amplitudes en medios bidimensionales. La incorporación de la información de la amplitud, estudiada mediante la obtención de sismogramas sintéticos, proporciona modelos mucho más completos y realistas que los obtenidos a partir de una interpretación únicamente de los tiempos de recorrido (Zeis et al., 1990; Barton, 1992).

Por otra parte, consideraremos no sólo la componente vertical de los datos sino también las dos componentes horizontales y sólo después de realizar un análisis espectral y de polarización de los datos fijaremos las correlaciones en los ensamblajes, utilizando para la reinterpretación sólo aquellas fases que puedan ser correlacionadas con seguridad.

De esta manera obtendremos un modelo de velocidad de ondas P que será nuestro modelo de partida en las investigaciones de ondas S y de ondas convertidas, el cual, al incorporar más información quizá sea, como preconizó Fuchs (1970), menos detallado pero más realista.

CAPITULO 3

ANALISIS ESPECTRAL

3.1 INTRODUCCION

El factor más importante para determinar la calidad de una serie de datos sísmicos dada es la relación señal-ruido. Se define la señal como la parte deseada de los datos y el ruido como la parte no querida. Esta definición de señal y ruido es subjetiva en el sentido de que una parte dada de los datos se considera señal cuando estamos interesados en ella y sabemos cómo analizarla e interpretarla y se toma como ruido en caso contrario.

La señal objeto de estudio e interpretación en este trabajo, está formada por las diferentes llegadas de ondas internas, compresionales y de cizalla, presentes en el conjunto de sismogramas del que disponemos.

La interpretación de las llegadas de las ondas de cizalla y convertidas así como de las llegadas P tardías se presenta problemática, ya que estas llegadas se ven perturbadas de manera importante por la energía varias veces reflejada y dispersada de las ondas P que llegan antes ("ruido generado por la señal") y, por lo tanto, sólo pueden ser correlacionadas con gran dificultad.

Para conseguir ensamblajes de sismogramas con una relación señal-ruido más favorable, que permita una correlación segura de las llegadas de ondas de cizalla y convertidas, hay que efectuar un filtrado adecuado. Para ello se pueden utilizar distintas propiedades de los datos sísmicos, ante las cuales la señal sísmica y el ruido presentan un comportamiento diferente.

En este trabajo las propiedades que estudiaremos y utilizaremos para mejorar la información contenida en nuestros datos son: el contenido de frecuencias (Capítulo 3) y la polarización de las ondas (Capítulo 4).

El objetivo de este capítulo es conseguir una mejora de la relación señal-ruido de nuestros datos mediante un filtrado de frecuencias. Investigaremos el comportamiento espectral de las ondas compresionales y de cizalla con el fin de determinar las frecuencias de corte más apropiadas para realizar un filtrado de frecuencias adecuado, que nos permita conseguir ensamblajes mejorados en los que se destaquen claramente del ruido las llegadas de las ondas de cizalla y convertidas, haciendo posible así la separación e identificación de los diferentes grupos de onda, esencial en nuestro trabajo.

3.2 COMPORTAMIENTO ESPECTRAL OBSERVADO DE LAS ONDAS INTERNAS

Podemos obtener una primera idea sobre la calidad de nuestros datos, referente al ruido y al comportamiento de las frecuencias de las llegadas de las ondas compresionales y de cizalla, observando los ensamblajes de los sismogramas sin tratar. (Figuras 2.7-2.11).

De la observación de los ensamblajes de ondas P llama la atención un rasgo común a varios perfiles: una clara llegada de baja frecuencia precedida en el mismo sismograma por fases de alta frecuencia. Esto se observa claramente entre 80-110 y 60-130 km en los ensamblajes de los perfiles Vivero-Viana y La Coruña-La Cañiza (ver figuras 2.9a y 2.11a, respectivamente). La importancia de esta observación, así como una explicación a la misma se discutirá más adelante.

De la observación comparada de los ensamblajes de ondas P (Figuras 2.7a-2.11a) con los correspondientes de ondas S (Figuras 2.7b-2.11b) podemos deducir algunos rasgos claramente característicos de los ensamblajes de ondas S:

- A distancias cortas del punto de tiro, hasta 60-80 km, generalmente el ruido en los ensamblajes de ondas S es grande, ya que

debido a la pequeña separación temporal entre los grupos de llegadas P y S a esas distancias, las llegadas S quedan sumergidas en la coda de las ondas P precedentes. Este ruido generado por la señal, hace difícil en muchas ocasiones detectar y correlacionar las llegadas de ondas S procedentes de la corteza más superficial. A grandes distancias el ruido en los ensamblajes es claramente más bajo.

- A distancias intermedias del punto de tiro (rango de distancias entre 60-80 km y 120-140 km, según el perfil) y para tiempos reducidos de recorrido entre 0 y aproximadamente 2 segundos, no pueden, en general, reconocerse llegadas o al menos establecer correlaciones con seguridad en los ensamblajes de ondas S, a diferencia de los ensamblajes de ondas P en los que para estos rangos de distancias y tiempos pueden detectarse con claridad llegadas fácilmente correlacionables. Este comportamiento plantea la necesidad de realizar un filtrado de los ensamblajes de ondas S para saber si las llegadas S están ocultas en el ruido o si en realidad no está presente la energía S correspondiente a la observable P.

- A simple vista, y de forma general, puede observarse que las frecuencias de las llegadas de las ondas de cizalla son más bajas que las del conjunto de ondas compresionales.

Teniendo en cuenta este comportamiento de la frecuencia en nuestros datos, se hace necesario, en el análisis de las ondas de cizalla, realizar un filtrado de frecuencias paso-banda para eliminar o al menos atenuar las ondas P de más alta frecuencia, que se superponen en los sismogramas, como fases varias veces reflejadas, a las llegadas S.

3.3 INVESTIGACION DEL CONTENIDO DE FRECUENCIAS MEDIANTE ESPECTROS SUMA

3.3.1 Método de cálculo del espectro suma

A continuación se confirman cuantitativamente, por medio de un análisis espectral, las observaciones cualitativas descritas en el apartado anterior y se buscan las frecuencias límite para el filtrado paso-banda de los ensamblajes de ondas S.

El objetivo del análisis espectral es encontrar las bandas de las frecuencias principales de las ondas P y S de los sismogramas de los perfiles que vamos a interpretar, y determinar así las frecuencias de corte que separen lo mejor posible dichas bandas.

Como procedimiento de análisis se opta por el cálculo del espectro suma. En esencia se trata de calcular los espectros de amplitud en varios sismogramas de un ensamblaje, sobre una ventana de tiempos elegida y sumarlos a continuación. La suma de los espectros individuales proporciona el espectro suma, el cual nos permite tener una primera idea del comportamiento medio de las frecuencias de las llegadas que se producen en la ventana de tiempos elegida. Según la posición de la ventana de tiempos sobre el sismograma se obtiene información de la frecuencia principal de las ondas P o S.

No se incluye en este trabajo un estudio de los diferentes métodos de cálculo espectral ni la formulación matemática concerniente a la teoría del análisis de Fourier, puesto que es numerosa la bibliografía que trata con detalle estas cuestiones (ver, por ejemplo, los libros de Papoulis (1978), Báth (1968) , Jenkins y Watts (1968) y Kanasewich (1973)). No obstante, antes de presentar y discutir los resultados obtenidos con el cálculo de los espectros suma, anotaremos brevemente algunas observaciones sobre el proceso seguido para obtener el espectro discreto de los sismogramas estudiados.

Los sismogramas estudiados fueron digitalizados electrónicamente con una razón de muestreo de 400 Hz. Después de decodificar la señal de tiempo, determinar la razón de muestreo exacta y eliminar los "spikes" en los sismogramas, las señales fueron filtradas con un filtro digital paso-baja de 32 Hz sin desfase y la razón de muestreo se redujo a 100 Hz. (Una descripción detallada del procesado numérico de las señales se encuentra en Córdoba, (1986)). Por tanto, nuestros sismogramas tienen, en principio, 100 muestras por segundo. La frecuencia de Nyquist queda entonces fijada en 50 Hz, valor suficientemente elevado para eliminar el error de aliasing en los espectros obtenidos. En la práctica, sin

embargo, comprobamos que el número de muestras por segundo varía ligeramente de unos sismogramas a otros, según la velocidad de digitalización de los sismogramas investigados. De todas formas en todos los sismogramas, el intervalo de muestreo es muy próximo a 0.01 s, por lo que la frecuencia de Nyquist es aproximadamente 50 Hz en todos los espectros individuales obtenidos.

El cálculo del espectro se llevó a cabo con el algoritmo de transformada rápida de Fourier de Cooley y Tukey (1965). Este algoritmo requiere que el número de muestras de la función temporal que se analiza sea una potencia de dos. Para una primera investigación general del conjunto de llegadas de las fases P o S se escogen ventanas de tiempo amplias. En general se utilizan 512 (o 1024) puntos para calcular el espectro (según el rango de distancias en el que estemos trabajando). Como el intervalo de muestreo aproximado es de 0.01 s la duración de la ventana es, aproximadamente, 5.12 (o 10.24) segundos.

La resolución espectral $\Delta\nu$, es decir, la diferencia entre las sucesivas frecuencias analizadas, depende de la duración temporal, T , de la ventana (Brigham, 1974), siendo $\Delta\nu = 1/T$, de manera que en nuestros espectros, la resolución de frecuencias es del orden de 0.2 (o 0.1) Hz. Con el fin de obtener valores espectrales equidistantes, antes de sumar los espectros, efectuamos un proceso de interpolación lineal (Gerald y Wheatley, 1989).

Por último indiquemos que se analizaron diferentes funciones ventana para estudiar la distorsión y la influencia del efecto de las fugas de frecuencia en el espectro estimado; este efecto es inherente al cálculo de la transformada discreta de Fourier debido al truncamiento necesario en el dominio de tiempos.

Las funciones ventana investigadas fueron la ventana rectangular, dos ventanas coseno (Hanning y Hamming) y la ventana triangular Bartlett. (Las ecuaciones de estas funciones ventana en el dominio de tiempos y de sus correspondientes transformadas de Fourier pueden encontrarse en el libro de Báth, 1974). En la figura 3.1 mostramos un ejemplo del

comportamiento de estas ventanas en el cálculo del espectro de una serie temporal de 512 puntos.

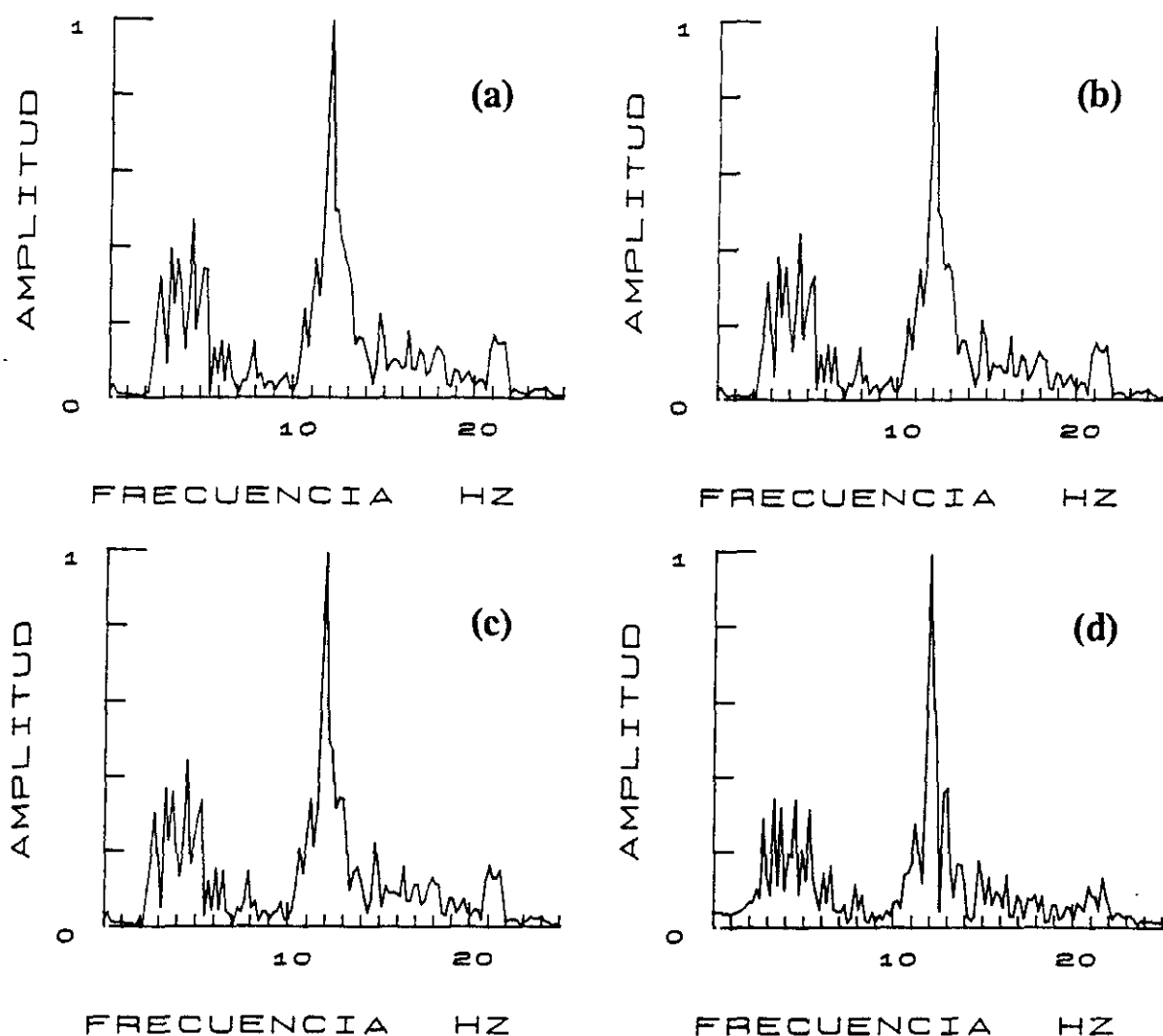


Figura 3.1. Comparación de la estimación espectral obtenida al aplicar diferentes funciones venatana: (a) Hanning, (b) Hamming, (c) Bartlett, (d) rectangular, a una misma serie temporal de 512 puntos.

Como función ventana se eligió una ventana rectangular, ya que, si bien es la que produce las mayores oscilaciones en el espectro también es la que, con la longitud temporal de nuestra función, muestra la mejor resolución de frecuencias, siendo además la ventana que produce una mejor estimación de las partes de mayor amplitud del espectro (Park et al., 1987).

3.3.2 Espectros suma calculados

Los sismogramas en los que se llevaron a cabo los cálculos espectrales fueron escogidos proporcionalmente entre todos los rangos de distancias del ensamblaje, eligiendo aquellos que presentaban una relación señal-ruido favorable y eliminando los afectados por un alto nivel de ruido.

En todos los perfiles del experimento de Galicia, estudiados en este trabajo, se registraron dos o más explosiones, por lo que investigaremos independientemente la radiación de energía en cada uno de los tiros. Cuando las diferencias en la respuesta espectral no sean demasiado grandes podremos calcular conjuntamente los espectros suma de todos los tiros de un perfil.

En las figuras 3.2-3.6 se muestran los espectros suma obtenidos para cada uno de los perfiles investigados. Los designamos como espectros suma P o S cuando la posición de la ventana analizada se encuentra en los sismogramas sobre el espacio temporal de las llegadas de las fases compresionales o de cizalla, respectivamente.

Para el cálculo de los espectros suma S, se analizaron las tres componentes de los sismogramas, no apreciándose diferencias en los espectros suma obtenidos. Elegimos para el estudio y representación la componente vertical por ser la que tiene una mayor densidad de registros.

A continuación resumimos para cada perfil los resultados obtenidos con el análisis del espectro suma.

3.3.2.1 LA GUARDIA-RIBADEO

Los espectros suma para este perfil, representados en la figura 3.2a y b, han sido obtenidos mediante la suma de los espectros individuales calculados para 15 sismogramas comprendidos en el rango de distancias entre 80 y 150 km del punto de tiro. La longitud de las ventanas analizadas (512 puntos) permite a estas distancias una buena separación

entre las llegadas compresionales y las correspondientes a las ondas de cizalla.

La banda de frecuencias principales de las ondas S (Fig. 3.2b) se encuentra entre 2 y 8 Hz. A partir de los 6 Hz se produce una caída brusca de la banda principal, no apareciendo en el espectro ninguna energía significativa más allá de los 8 Hz. Por el contrario el espectro de las ondas P (Fig. 3.2a) presenta amplitudes significativas en un rango más extenso de frecuencias. El espectro P presenta una frecuencia dominante a 4 Hz y un segundo máximo de frecuencias a los 13 Hz, pudiendo aún observarse a los 18 Hz un pico cuya altura supone un 40% de la amplitud de la frecuencia principal. Los espectros P y S se diferencian, por tanto, claramente, a través de la contribución a altas frecuencias de las ondas P.

Se han analizado independientemente los espectros de los dos tiros de mayor tamaño registrados en este perfil; ambos muestran aproximadamente el mismo comportamiento espectral: una banda de frecuencias principales de las ondas S por debajo de los 10 Hz y tres picos de amplitud significativa en el espectro de las llegadas P, superando la amplitud del segundo máximo, en torno a los 13 Hz, en uno de los tiros, el 60% de la amplitud de la frecuencia principal.

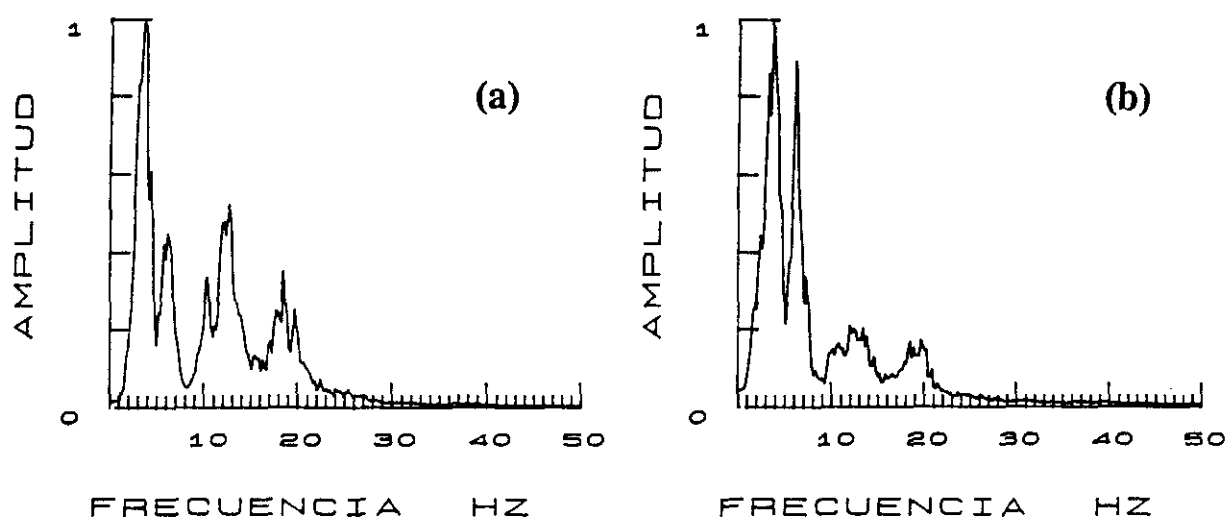


Figura 3.2. Espectros suma normalizados del perfil La Guardia-Ribadeo. (a) Espectro suma de las ondas P. (b) Espectro suma de las ondas S.

3.3.2.2 RIBADEO-LA GUARDIA

En la figura 3.3 se muestran los espectros suma P y S obtenidos para el perfil Ribadeo-La Guardia, mediante la suma de los espectros individuales de 21 sismogramas, comprendidos en el rango de distancias entre 40 y 150 km del punto de tiro.

El espectro suma de las ondas P (Fig. 3.3a) presenta una estrecha banda de frecuencias principales entre 2 y 6 Hz, con una frecuencia dominante en torno a los 4 Hz y un segundo máximo a los 12 Hz cuya amplitud supera el 60 % de la amplitud de la frecuencia principal. Alrededor de los 20 Hz el espectro presenta una meseta cuya amplitud supera ligeramente el 20 % de la amplitud del máximo principal.

La frecuencia dominante de las ondas S se encuentra aproximadamente en 3.5 Hz (Fig. 3.3b). A partir de 6 Hz la amplitud espectral decrece rápidamente pero de nuevo el espectro presenta una zona de amplitud considerable entre aproximadamente 8 y 13 Hz. A partir de este valor la amplitud cae bruscamente hasta 15 Hz, valor a partir del cual no aparece en el espectro ninguna energía significativa más.

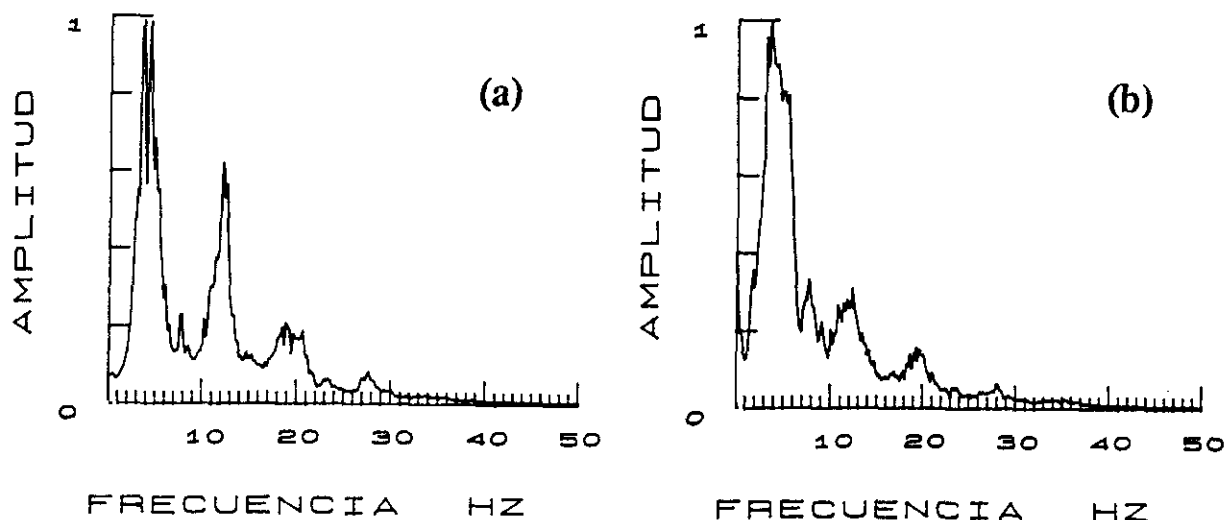


Figura 3.3. Espectros suma normalizados del perfil Ribadeo-La Guardia.
(a) Espectro suma de las ondas P. (b) Espectro suma de las ondas S.

Tal y como se hizo para el perfil La Guardia-Ribadeo, no hemos considerado, en el cálculo del espectro suma, el espectro correspondiente al tiro de menor tamaño (20 Kg), porque además de ser pocos los sismogramas de este tiro utilizados en la elaboración del ensamble presentan, en general, una relación señal-ruido desfavorable.

3.3.2.3 VIVERO-VIANA DEL BOLLO

En la figura 3.4a y b se representan los espectros suma P y S correspondientes a los sismogramas registrados entre 100 y 200 km de distancia. La longitud de las ventanas analizadas es de 1024 puntos.

La banda de las frecuencias principales de las ondas P se encuentra entre 3 y 7 Hz, con una frecuencia dominante alrededor de los 4 Hz, pudiendo además apreciarse en el espectro un pico en torno a los 12 Hz, cuya amplitud es aproximadamente el 30 % de la amplitud de la frecuencia principal.

El espectro suma de las ondas S (Fig. 3.2b) presenta un máximo en torno a los 3.5 Hz, extendiéndose la banda de frecuencias principales, de manera similar a la de las ondas P, hasta aproximadamente 8 Hz. Entre 10 y 13 Hz, el espectro presenta una meseta cuya amplitud es el 20 % de la amplitud de la frecuencia principal.

Por tanto, las ondas P y S, registradas en el rango de distancias entre 100 y 200 km del punto de tiro, presentan un comportamiento espectral similar.

En la figura 3.2c y d mostramos los espectros suma de las ondas P y S correspondientes a los sismogramas registrados en el intervalo de distancias comprendido entre 45 y 100 km. En este caso la longitud de las ventanas analizadas ha sido de 512 puntos.

Podemos observar cómo en el espectro suma P (Fig. 3.2c) aparecen dos frecuencias dominantes en 4 y 12 Hz y un tercer pico en 20 Hz cuya amplitud supera el 70 % de la amplitud de la frecuencia principal.

El espectro suma de las ondas S en el espacio cercano se muestra en la figura 3.2d, donde se observa un claro máximo principal en torno a los 4 Hz y un segundo máximo alrededor de los 12 Hz, a partir del cual se produce un descenso brusco en el espectro. Por encima de 15 Hz no aparece en el espectro ninguna energía significativa más. Un análisis detallado de los sismogramas individuales muestra que el ligero ascenso producido en torno a los 20 Hz puede atribuirse a la coda de las ondas P, incluida, a distancias cortas, en la ventana de análisis de las ondas S.

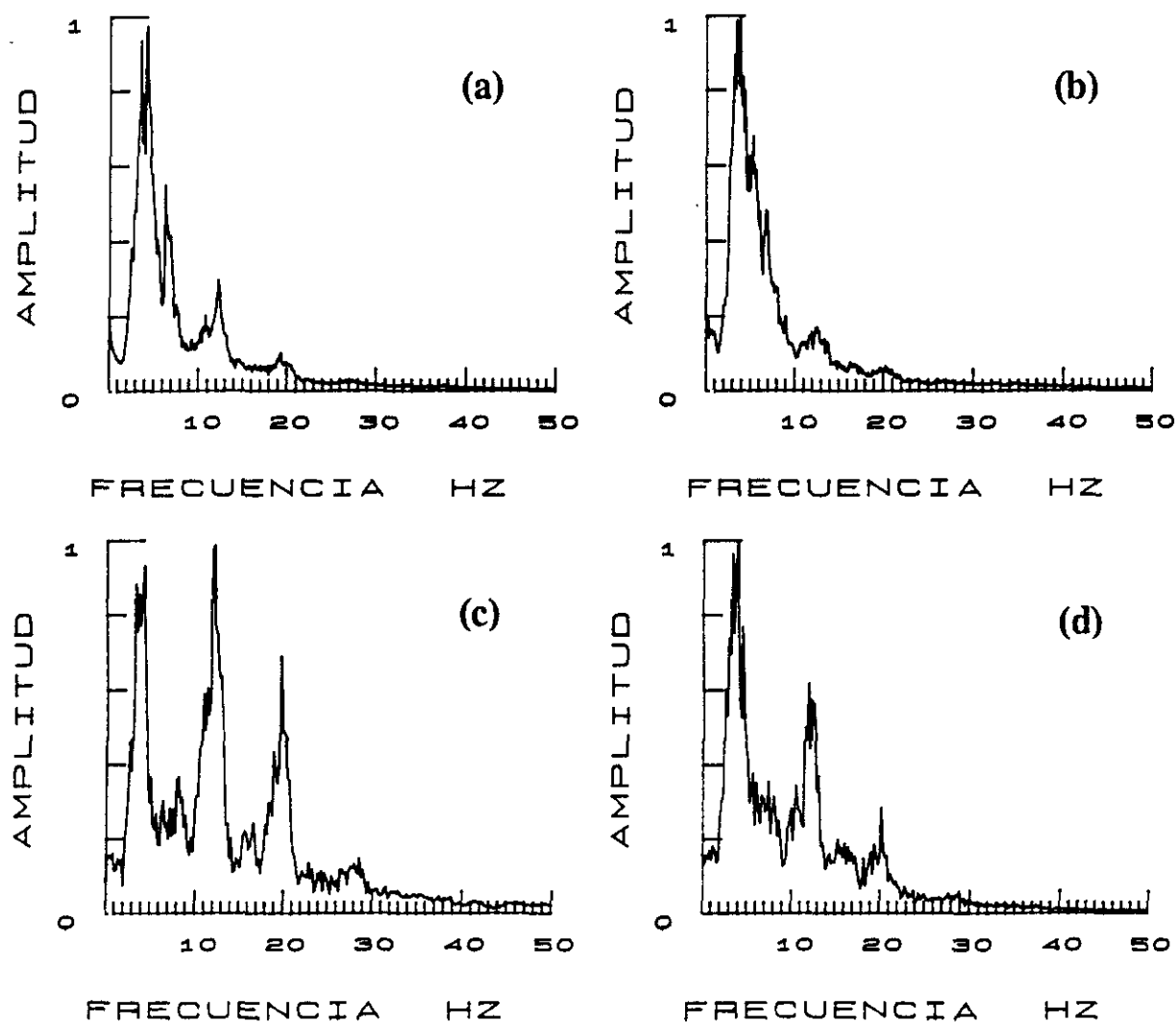


Figura 3.4. Espectros suma normalizados del perfil Vivero-Viana del Bollo. (a) y (b) Espectros suma P y S, respectivamente, de los simogramas registrados entre 100 y 200 km del punto de tiro; (c) y (d) Espectros suma P y S, respectivamente, correspondientes al espacio cercano.

3.3.2.4 FINISTERRE-SARRIA

Para calcular los espectros suma de las ondas P y S de este perfil se han analizado los sismogramas registrados entre 40 y 110 km del punto de tiro, utilizando ventanas de 512 puntos para el cálculo de los espectros individuales. Los dos tiros registrados en este perfil presentan, aproximadamente, el mismo comportamiento espectral.

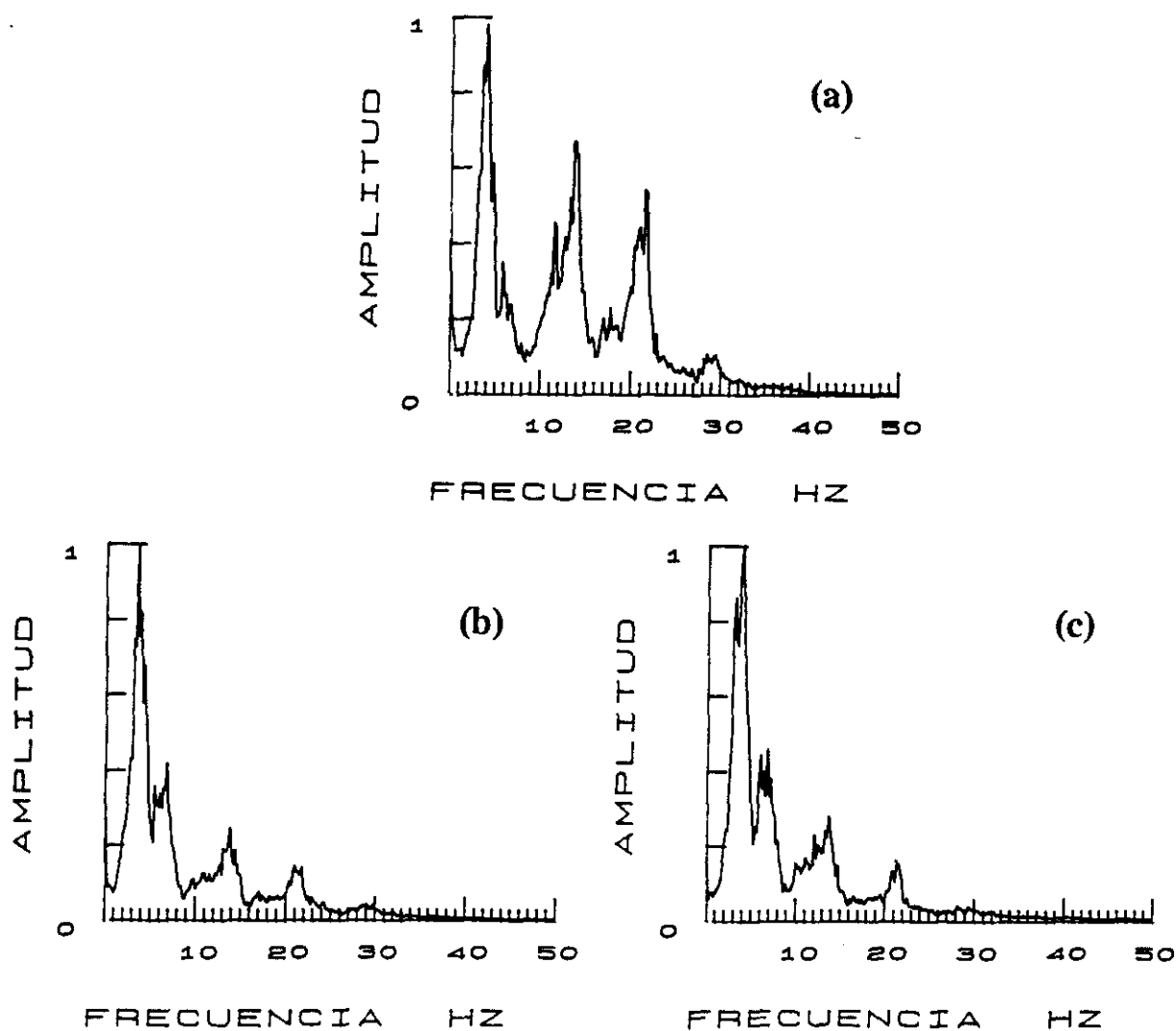


Figura 3.5. Espectros suma normalizados del perfil Finisterre-Sarria. (a) Espectro suma P. (b) Espectro suma S, componente vertical. (c) Espectro suma S, componente radial.

En la figura 3.5a se muestra el espectro suma P resultante, en el que aparecen tres picos de amplitud considerable. El espectro presenta una frecuencia dominante a 4 Hz, un segundo máximo a 14 Hz y un tercer pico, en torno a los 21 Hz, de amplitud aún significativa, ya que supera el 40 % de la amplitud de la frecuencia principal.

La banda de frecuencias principales de las ondas S se extiende entre aproximadamente 2 y 8 Hz (Figs. 3.5b y c) con una frecuencia dominante a 3.5 Hz. A partir de los 10 Hz la amplitud asciende suavemente hasta 14 Hz, donde aparece un máximo relativo cuya amplitud no llega a alcanzar el 25 % de la amplitud de la frecuencia principal. A continuación se produce un descenso brusco, no pudiendo observarse por encima de los 15 Hz ninguna contribución significativa.

Mostramos para este perfil los espectros suma S de las componentes vertical (Fig. 3.5b) y radial (Fig. 3.5c) como ejemplo del comportamiento relativamente uniforme observado para todas las componentes en los espectros de ondas S.

3.3.2.5 LA CORUÑA-LA CAÑIZA

Las llegadas P del perfil La Coruña-La Cañiza, cuyo espectro suma se muestra en la figura 3.6a, presentan, en relación con los otros perfiles estudiados, un contenido mayor de altas frecuencias. En el espectro no aparece un máximo claramente diferenciado, sino dos frecuencias principales a 4 y 14 Hz, pudiendo apreciarse aún por encima de los 20 Hz amplitudes del orden de 1/3 de la amplitud máxima.

El espectro suma de las ondas S, calculado, como el espectro suma P, a partir de los sismogramas registrados a distancias mayores de 40 km, se muestra en la figura 3.6b. La banda de frecuencias principales de las ondas S, se extiende aproximadamente entre 2 y 7 Hz, presentando el espectro una clara frecuencia dominante a los 3.5 Hz. El espectro suma S todavía ocupa partes de frecuencia perceptible hasta 15 Hz.

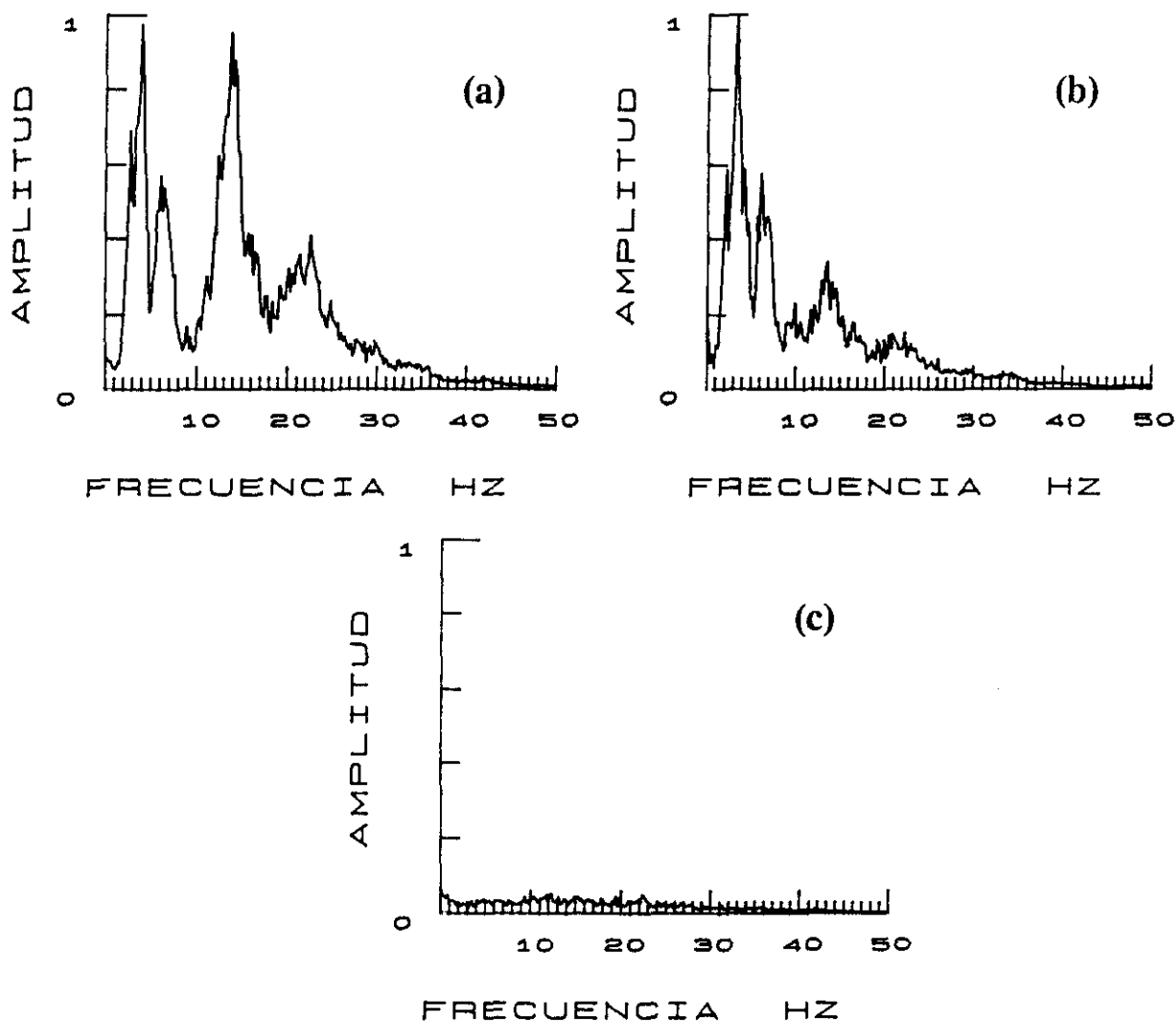


Figura 3.6. Espectros suma normalizados del perfil La Coruña-La Cañiza. (a) Espectro suma P. (b) Espectro suma S. (c) Espectro suma del ruido.

Se ha efectuado para cada perfil un análisis espectral del ruido, con objeto de saber cuál es la influencia del ruido de fondo en el espectro de la señal. Como ejemplo de los resultados obtenidos, se muestra en la figura 3.6c el espectro suma del ruido correspondiente al perfil La Coruña-La Cañiza. Podemos observar cómo el ruido no afecta de forma apreciable el espectro de la señal debido al alto valor de la relación señal-ruido.

3.3.3 Resultados obtenidos. Filtrado de frecuencias

En resumen, de los cálculos realizados anteriormente, se deduce que las frecuencias principales de las ondas S (f_s) son ligeramente inferiores a las encontradas para las ondas P (f_p). En promedio, la relación de las frecuencias principales de las ondas S y P, f_s/f_p , es de aproximadamente 0.8. Resultados similares a éste han sido encontrados por otros autores (por ejemplo, Stangl et al., 1989; Alekseev et al., 1988; Ruthard, 1986).

Las ondas de cizalla muestran aproximadamente el mismo comportamiento espectral para todos los perfiles analizados, un máximo principal claramente diferenciado y un contenido espectral significativo para frecuencias siempre por debajo de los 15 Hz. Los espectros suma P, sin embargo, muestran un comportamiento espectral menos uniforme para las ondas compresionales.

La banda de frecuencias principales de las ondas P se encuentra en el mismo espacio de frecuencias bajas que la de las ondas de cizalla, pero en todos los perfiles las ondas P presentan amplitudes más fuertes que las de las ondas S en las frecuencias más altas.

Los resultados del análisis espectral realizado permiten determinar, de manera fiable, las bandas de frecuencia más apropiadas para filtrar y dibujar los ensamblajes antes de iniciar la interpretación de los datos. Un filtrado inadecuado de los datos, por carecer del necesario control del contenido espectral de los mismos, puede dar lugar a interpretaciones imprecisas. Como ejemplo de la importante influencia del filtrado de los datos véanse las interpretaciones tan diferentes obtenidas, para los datos del proyecto Fennolora, por Kullinger y Lund (1986) y por Stangl et al. (1989).

A partir de los resultados anteriormente obtenidos establecemos 15 Hz como frecuencia límite para un filtrado paso-banda unitario de todos los ensamblajes de ondas S. Con esta frecuencia de corte podemos suprimir la contribución en altas frecuencias de las ondas P. En algún perfil se

podrá aplicar una banda de frecuencias más estrecha para filtrar los ensamblajes de ondas S, pero en ningún caso podremos aplicar una frecuencia de corte inferior a los 10 Hz, ya que se suprimirían en la misma medida las energías P y S.

Por tanto, antes de proceder a la interpretación, filtramos nuestros datos, mediante la aplicación de un filtro recursivo sin desfase (ver Córdoba (1986) y Matias (1992)), a partir del cual obtenemos, como se verá en el Capítulo 7, ensamblajes mejorados que permiten, respecto de los ensamblajes sin tratar, una mejor separación e identificación de los diferentes grupos de onda, siendo así posible establecer una correlación más segura de las llegadas.

3.4 ANALISIS DE FRECUENCIAS A LO LARGO DE UN SISMOGRAMA

3.4.1 Objetivos y método

El análisis espectral realizado en el apartado anterior nos permite establecer una primera separación de las llegadas compresionales y de cizalla presentes en los sismogramas, en función de sus diferentes comportamientos espectrales.

Nos proponemos a continuación investigar si la aparición de una frecuencia característica (un pico) en el espectro está relacionada con la presencia de una fase determinada en el sismograma; es decir, trataremos de separar las diferentes fases sísmicas presentes en un sismograma según el contenido espectral de las mismas.

Para esta investigación utilizaremos como método de análisis espectral el conocido en la literatura como "método de la ventana móvil" ("moving-window method", ver, por ejemplo, Båth, 1974), el cual permite investigar el espectro de la señal como una función del tiempo (por ejemplo, McGarr et al., 1964).

Este método, de comprobada utilidad en el análisis de eventos sísmicos múltiples (Trifunac y Brune, 1970), ha sido excasamente aplicado a trabajos de refracción sísmica. Ruthard (1986) aplicó un procedimiento similar al desarrollado en este trabajo, aunque con objetivos ligeramente diferentes, a datos de perfiles sísmicos.

En esencia el método consiste en desplazar a pasos una ventana a lo largo de un sismograma y calcular, para cada posición de la ventana, el espectro de la correspondiente serie temporal. Los espectros así obtenidos se dibujan en un gráfico bidimensional frecuencia-tiempo, en un punto que caracterice la posición de la ventana durante el cálculo del espectro correspondiente. En nuestro estudio representaremos los espectros calculados a lo largo del eje de tiempos, asignando cada espectro al punto central de la ventana correspondiente, según el esquema de la figura 3.7.

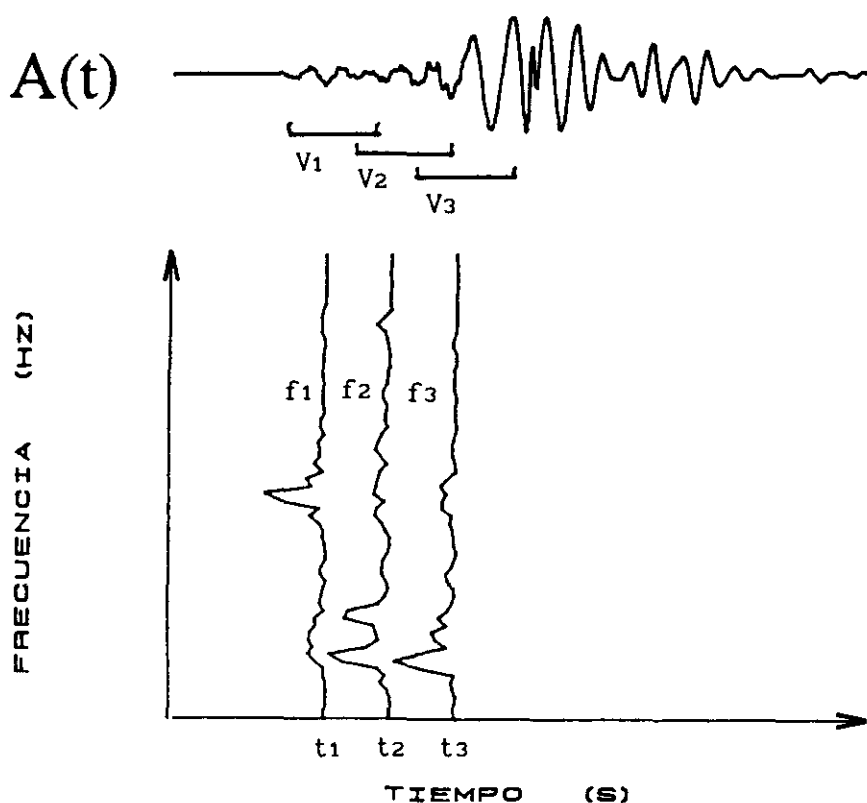


Figura 3.7. Esquema del método de la ventana móvil. V_i , ventana de tiempo analizada. f_i , espectro correspondiente a la ventana i . t_i , punto central de la ventana.

De esta forma obtenemos para cada sismograma un conjunto de espectros, correspondientes a los distintos tramos temporales analizados, representados en un gráfico frecuencia-tiempo que describe la evolución temporal del contenido de frecuencias del sismograma y, por tanto, el cambio del contenido espectral en función de las diferentes llegadas presentes en el mismo.

La información proporcionada así mediante el análisis espectral con el método de la ventana móvil, ofrece la posibilidad de inferir, al aparecer un pico de frecuencias en el espectro, la presencia de una determinada fase en el sismograma, lo cual sería de enorme utilidad para reconocer o confirmar la presencia de llegadas (como las S tempranas) que por su debilidad no pueden, en general, ser correlacionadas con seguridad mediante un análisis directo de los sismogramas simplemente en el dominio de tiempos.

Antes de aplicar el método de la ventana móvil a nuestros datos hemos de tomar en consideración dos cuestiones fundamentales: la resolución de frecuencias y la resolución en el dominio de tiempos.

La resolución espectral depende de la forma y longitud de la ventana de tiempos. Una ventana de mayor longitud proporciona una resolución mejor (es decir, un detalle mayor) en el espectro calculado. Pero una longitud menor implica una estabilidad mayor. Por tanto, tuvimos que llegar a un compromiso entre resolución, estabilidad y tiempo de cálculo al elegir una longitud de ventana apropiada. Mediante diferentes pruebas se comprobó que el ancho de la ventana era un parámetro mucho más significativo que el tipo de ventana utilizada.

La resolución temporal, entendida como la precisión con la cual se puede determinar el tiempo de llegada de una fase determinada a partir de la primera aparición de su frecuencia característica en uno de los espectros calculados, depende de la longitud del paso (intervalo de tiempo) con el que se desplace la ventana a lo largo del sismograma. Si una ventana se desplaza en relación con la anterior un intervalo de tiempo Δt del sismograma, una señal que cause la aparición de un nuevo

pico de frecuencia en el espectro, se encontrará en ese intervalo temporal del sismograma.

Se probaron diferentes longitudes de ventana y de desplazamiento temporal, eligiéndose como longitud final de la ventana 2.56 segundos y como paso 32 puntos.

Los programas para el cálculo y representación gráfica del contenido espectral mediante el análisis de la ventana móvil fueron desarrollados en un ordenador HP1000 A-700. Para su representación cada espectro es normalizado respecto al valor pico máximo.

3.4.2 Resultados obtenidos con el método de la ventana móvil

Se analizan con este método todos los perfiles estudiados en este trabajo, investigando principalmente aquellos sismogramas en los que, por su posición en el ensamblaje, esperamos la presencia de varias llegadas S.

El análisis con el método de la ventana móvil muestra con más claridad que los espectros suma, la división entre las llegadas P de frecuencia más alta y las llegadas S de frecuencia menor (figuras 3.8 y 3.9).

El diferente contenido espectral, tanto para sismogramas de perfiles distintos como para sismogramas contiguos en un mismo ensamblaje, no permite establecer una relación única entre una determinada fase y la presencia de un pico concreto en el espectro. Así, por ejemplo, la fase P_H del sismograma analizado en la figura 3.8 tiene una frecuencia característica de aproximadamente 12 Hz, mientras que para la misma fase en el sismograma de la figura 3.9 aparecen dos picos de frecuencias 5 y 13 Hz aproximadamente.

En algunos casos la primera llegada S en el sismograma es fácil de detectar por el cambio brusco de frecuencias altas a bajas observable en

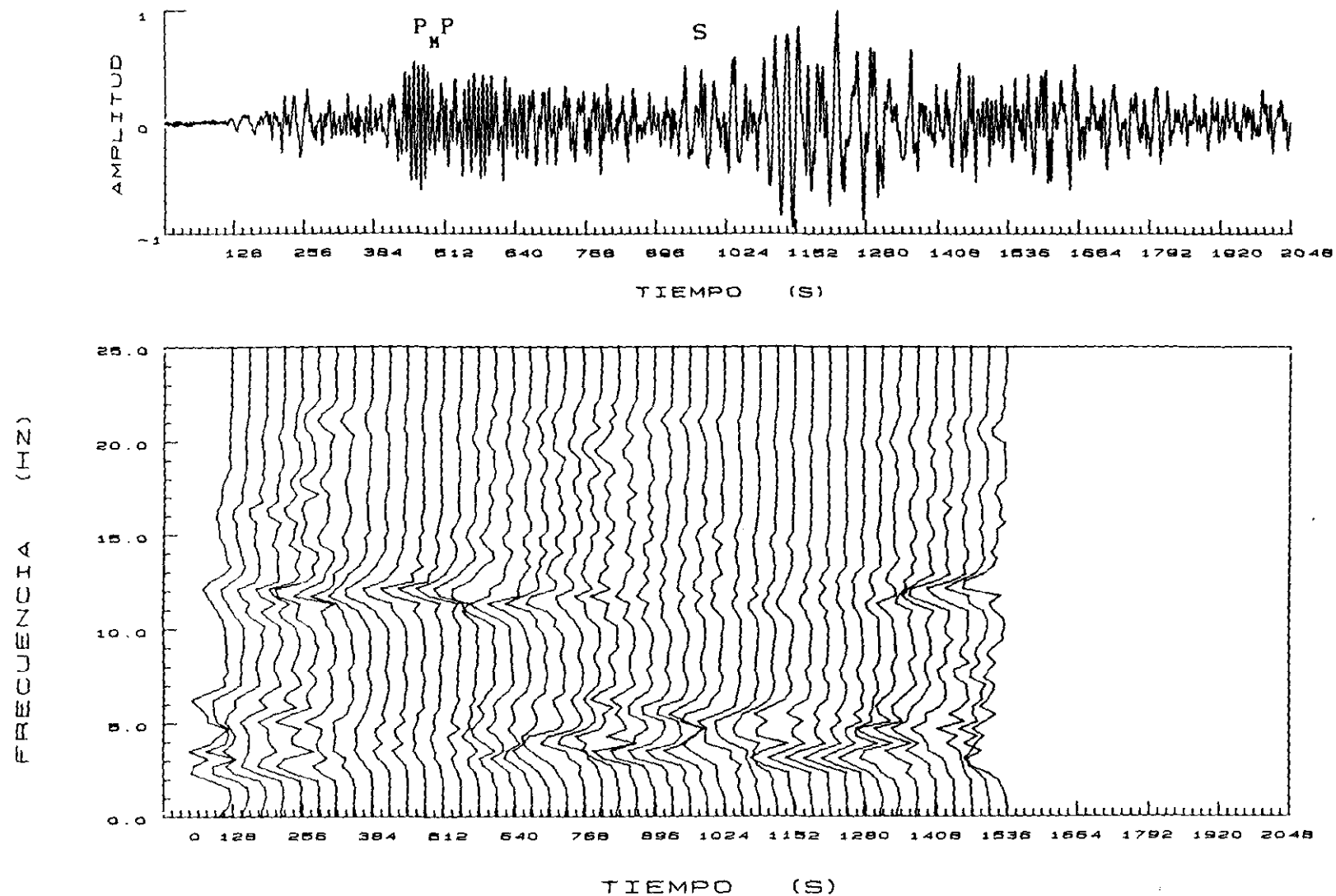


Figura 3.8. Espectro calculado con el método de la ventana móvil para el sismograma de la componente vertical del perfil Ribadeo-La Guardia situado a 62 Km del origen. Ver texto para una explicación más detallada.

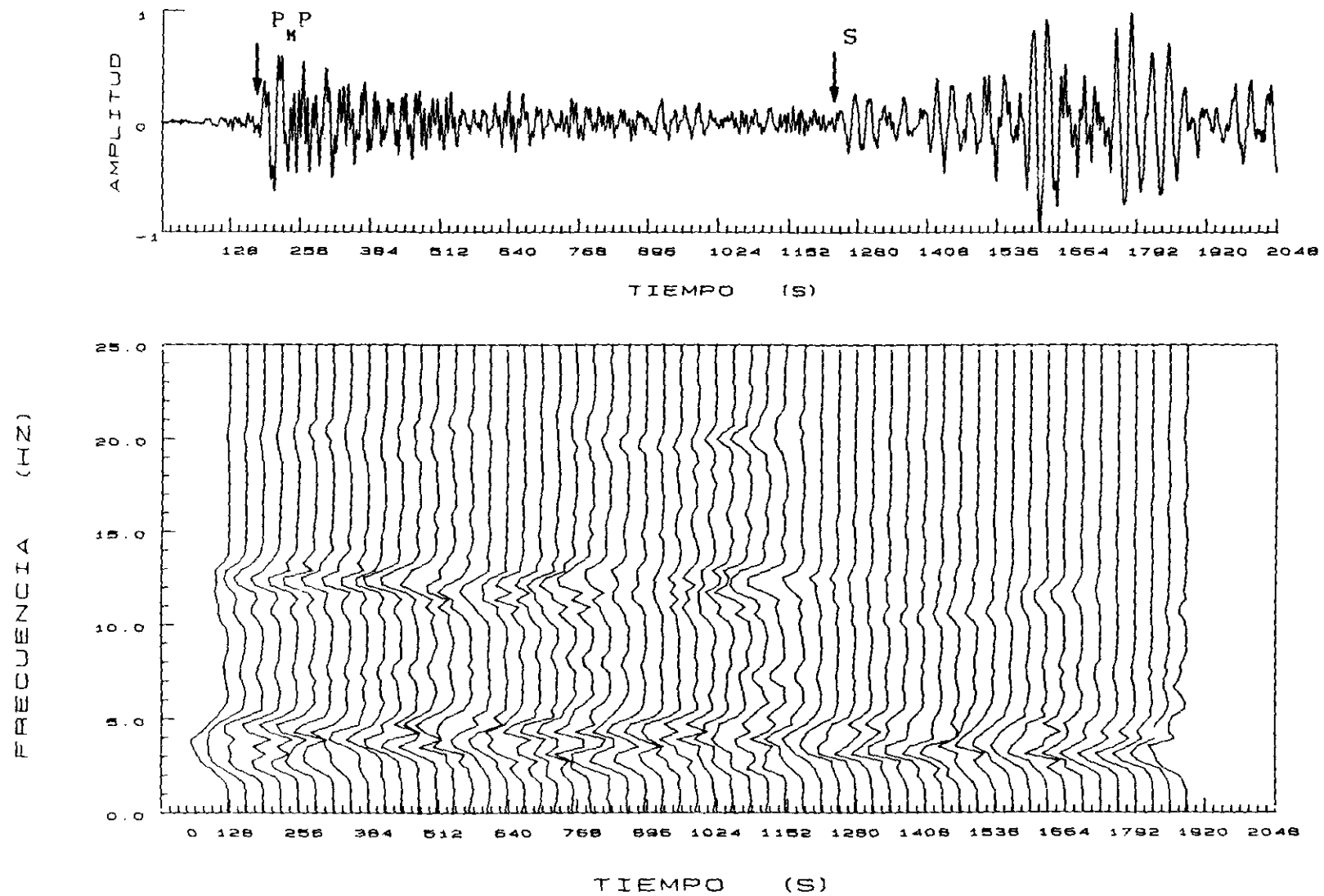


Figura 3.9. Espectro calculado con el método de la ventana móvil para el sismograma de la componente vertical del perfil Vivero-Viana situado a 103 Km del origen. Ver texto para una explicación más detallada.

los espectros. Un ejemplo de este tipo de resultado se muestra en la figura 3.8, donde la aparición de un alineamiento de bajas frecuencias en torno a los 3.5 Hz, se puede correlacionar con la presencia de una primera llegada S en el sismograma. (Observación: el desplazamiento temporal entre la primera aparición de la frecuencia y el tiempo de llegada, se debe a la representación del espectro en el punto medio de la ventana analizada).

En otros casos, las bandas de las frecuencias principales de las ondas P y S registradas en un sismograma, son tan próximas que el corrimiento a bajas frecuencias asociado a la llegada de una onda S no es tan evidente, por ejemplo, el desplazamiento de 5 a 4 Hz que ocurre en el espectro de la figura 3.9, en el intervalo temporal correspondiente a la primera llegada S. En esta figura, lo más llamativo es la ausencia de las altas frecuencias P, en torno a los 12 Hz, en el dominio temporal de las llegadas S.

Los dos ejemplos mostrados ponen de manifiesto la necesidad de interpretar de manera individualizada el conjunto de espectros obtenido para cada uno de los sismogramas investigados.

Una observación cuidadosa de los datos nos permite obtener aún más información. Un cambio en el aspecto de los espectros, como el corrimiento de un pico a frecuencias mayores o menores (figura 3.9) o la aparición de nuevas frecuencias en el espectro (a 6 Hz aproximadamente en torno al punto 896 de la figura 3.8), nos permiten en unos casos deducir la presencia de una fase en el sismograma y en muchas ocasiones confirmar la presencia de una llegada esperada. Por tanto, a la hora de establecer las correlaciones en los ensamblajes, los resultados del análisis del método de la ventana móvil pueden suponer una ayuda decisiva.

3.5 INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

El espectro de amplitud de las señales sísmicas generadas por una explosión submarina puede ser analizada teóricamente a partir del modelo propuesto por Wielandt (1975). No es nuestro objetivo interpretar la composición espectral específica de cada uno de los tiros investigados; sin embargo, características generales en los espectros de ondas P, como la presencia de picos bien definidos con frecuencias aproximadamente múltiplos de la frecuencia fundamental, así como la existencia de un lóbulo principal y otro secundario, pueden ser justificados con dicho modelo por efecto de las oscilaciones de la burbuja producida por la explosión y por el efecto de las reverberaciones en la capa de agua.

Un factor que puede influir decisivamente en la composición espectral de las ondas es la ejecución técnica de la explosión. Un estudio detallado de la influencia en el espectro de parámetros de la fuente sísmica, tales como el tamaño de la carga explosiva, la profundidad a la que se detona o la altura de la carga sobre el fondo del mar para explosiones submarinas, puede encontrarse en Ruíz (1983).

El análisis comparado de la composición espectral de las ondas compresionales y de cizalla de nuestros datos muestra que los espectros P presentan en frecuencias más altas que las del máximo principal uno o dos picos de amplitud considerable, mientras que en altas frecuencias no aparece en los espectros S energía significativa.

Una posible causa de este diferente comportamiento espectral de las ondas compresionales y de cizalla puede ser la atenuación de las ondas internas en la corteza terrestre. La atenuación sísmica es la suma de los "factores de pérdida" debidos a la anelasticidad y a la dispersión (Kennett, 1983). El efecto de la atenuación anelástica en la amplitud de una onda interna de frecuencia ω , al propagarse una distancia x , puede describirse a través de un término exponencial de la forma,

$$e^{-\gamma x}$$

donde,

$$\gamma = \omega / 2cQ$$

(Pilant, 1979), siendo c , la velocidad de las ondas internas y Q , el factor de calidad o coeficiente de disipación específica, que representa la fracción de energía disipada durante un período en una onda armónica (Aki y Richards, 1980). Teniendo en cuenta que la velocidad de las ondas de cizalla es inferior que la de las ondas compresionales y que los valores de Q son más pequeños para las ondas S que para las ondas P

$$Q_p \approx \frac{3}{4} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 Q_s$$

(ver Anderson y Hart, 1978), se deduce que a igualdad de espacio recorrido y de frecuencia, las ondas S se atenúan más que las ondas P .

Esto aclara que las llegadas de las ondas S muestren frecuencias más bajas que las correspondientes fases P , puesto que las frecuencias altas en las ondas S se atenúan más rápidamente.

Por otra parte, la variación del contenido de frecuencias entre sismogramas contiguos, observada en el análisis espectral realizado, muestra cómo pueden influir en el comportamiento espectral las condiciones en el lugar de registro, como, por ejemplo, la geología superficial.

Ahora bien, las características propias de cada localización no pueden explicar la presencia, observada en algunos de nuestros perfiles y a la que nos hemos referido en el apartado 3.2, de llegadas (P_M) de baja frecuencia precedidas en el mismo sismograma por precursores de alta frecuencia.

Indudablemente el origen de este fenómeno debe hallarse en la corteza inferior o en la discontinuidad corteza-manto, siendo en principio varias las posibles causas de esta atenuación dependiente de la frecuencia:

-Fuchs y Schulz (1976) mostraron con la ayuda de sismogramas sintéticos que las altas frecuencias pueden ser atenuadas por transmisión

a través de una única lámina delgada de alta velocidad, en el caso de incidencia supercrítica.

-Otro posible origen de esta atenuación selectiva de la frecuencia es la generación de reflexiones múltiples de corto recorrido dentro de un medio compuesto de capas alternantes de alta y baja velocidad (O'Doherty y Anstey, 1971). Las componentes de baja frecuencia, como muestran Richards y Menke (1983), son insensibles a las fluctuaciones rápidas de la velocidad, mientras que por el contrario, las ondas de alta frecuencia son múltiplemente dispersadas y eliminadas de la parte inicial del tren de ondas transmitido.

-Las variaciones laterales en la Moho y la absorción anelástica dentro de la corteza inferior serían otras posibles causas de la atenuación dependiente de la frecuencia.

El modelo más realista para explicar la pérdida de altas frecuencias observada en las llegadas $P_M P$ y el único que puede explicar (como muestran los cálculos de Paul y Nicollin, 1989) la totalidad de la atenuación observada es el de una corteza inferior compuesta por láminas alternantes de alta y baja velocidad.

En conclusión, la observación de llegadas $P_M P$ de baja frecuencia en presencia de precursores de alta frecuencia debe ser considerada como una clara indicación de la existencia de una corteza inferior laminada; concepto propuesto por Meissner (1973) y que trataremos más adelante.

CAPITULO 4

ANALISIS DE POLARIZACION

4.1 INTRODUCCION

Como ya se indicó en el capítulo anterior otra propiedad de los eventos sísmicos que puede ser utilizada para mejorar los datos registrados es la polarización de las ondas sísmicas. La polarización de las oscilaciones es una característica espacio-temporal del campo ondulatorio. El término polarización de ondas sísmicas se aplica a ciertas características de la trayectoria descrita por una partícula del medio (o por el extremo del vector desplazamiento) al paso de una onda elástica. Las trayectorias del movimiento de la partícula son diferentes para distintos tipos de onda, es decir, ondas diferentes pueden tener polarizaciones distintas (ver por ejemplo Gal'perin, 1984).

Podemos distinguir, siguiendo a Gal'perin, entre "naturaleza de la polarización" para indicar cualitativamente el tipo de la trayectoria (lineal, elíptica, tridimensional) y "parámetros de la polarización" para describir cuantitativamente la trayectoria del movimiento de las partículas del medio (la dirección en el espacio para oscilaciones polarizadas linealmente; la forma de la elipse, su posición en el plano de polarización y la orientación en el espacio para oscilaciones polarizadas elípticamente).

En los últimos años se han desarrollado distintos tipos de filtros de polarización, basados tanto en las diferencias en los parámetros como en la naturaleza misma de la polarización de los diferentes tipos de ondas sísmicas.

Los filtros de polarización pueden ser utilizados para resolver los siguientes problemas:

- Detección y separación de ondas con diferentes tipos de polarización.
- Determinación de las direcciones del desplazamiento en oscilaciones polarizadas linealmente.
- Separación de oscilaciones linealmente polarizadas en una dirección determinada de oscilaciones con otros parámetros de polarización.
- Determinación de los parámetros de oscilación de las ondas polarizadas elípticamente.

El objetivo principal de este trabajo es la identificación, estudio e interpretación de las ondas de cizalla y convertidas presentes en nuestros sismogramas. En este capítulo analizaremos las diferencias en los parámetros de la polarización de las diferentes fases sísmicas con el objetivo de diseñar filtros que permitan mejorar en nuestros registros la relación señal-ruido; entendiendo por señal las llegadas S y convertidas de interés y por ruido el resto de la señal sísmica registrada en nuestros sismogramas.

4.2 POLARIZACION DE LAS ONDAS DE CIZALLA

La polarización de las ondas de cizalla contiene información importante sobre la estructura interna del medio por el que han pasado dichas ondas (Douma y Helbig, 1987). Así, por ejemplo, la dirección de polarización de las ondas sísmicas de cizalla puede ser utilizada para deducir la orientación promedio de fracturas y por tanto, la dirección de esfuerzos tectónicos (Brooks et al., 1987), mientras que el salto temporal entre llegadas de ondas de cizalla con diferente polarización informa no sólo de la orientación del camino seguido por el rayo con respecto al plano de las fracturas, sino también de la densidad espacial de las fracturas y de la longitud del camino a través del medio fracturado (Crampin y Booth, 1985).

El estudio de la polarización de las ondas de cizalla es , por tanto, de enorme importancia para el reconocimiento y evaluación de la anisotropía sísmica (Crampin, 1985).

Sin embargo, es bien sabido que la interpretación de la polarización de las ondas de cizalla es complicada debido a la interacción de la onda incidente con la superficie libre.

Una onda incidente de cizalla genera en la superficie ondas reflejadas P y S y por tanto, el movimiento de la partícula observado en la superficie es el resultante de las ondas incidente y reflejadas, de manera que el movimiento de la partícula en la superficie de la tierra para una llegada S, en general, no será transversal al rayo, y para ciertos ángulos de incidencia no será lineal sino que describirá una figura tridimensional, en contraste con el movimiento de la partícula en superficie producido por una onda incidente P, que será siempre lineal y contenido en el plano de incidencia.

Nuttli (1961) estudió el movimiento de la partícula en la superficie libre plana de un semiespacio homogéneo producido por la incidencia de una onda S plana armónica. Revisaremos brevemente la formulación que hizo del problema para determinar el movimiento de la partícula en superficie en función del ángulo de incidencia.

Sean U_H y U_V las amplitudes de las componentes SH y SV de una onda incidente S y u_H y u_V las respectivas componentes del desplazamiento instantáneo de la partícula (u_V está contenida en el plano de incidencia y se considera positiva cuando está dirigida hacia arriba desde el rayo). Designaremos como u_H , u_R y u_Z las componentes, en la estación, del movimiento de la partícula en superficie, siendo u_Z positivo hacia arriba, u_R positivo hacia la fuente en la dirección fuente-estación y u_H positivo hacia la izquierda cuando miramos desde la estación a la fuente (Fig.4.1).

Para el cálculo, es más sencillo separar la onda incidente S en sus componentes SV y SH y considerar el movimiento de la partícula en

superficie como el resultante de estas dos componentes.

4.2.1 Onda incidente SH

El movimiento de la partícula producido por una onda incidente SH es horizontal y normal al plano de incidencia. En la superficie se generará una onda reflejada SH. Aplicando las condiciones de contorno en la superficie se ve fácilmente que los desplazamientos de la partícula debidos a las componentes SH de las ondas incidente y reflejada son iguales en amplitud y están siempre en fase para cualquier valor del ángulo de incidencia. Por tanto, el movimiento de la partícula en superficie debido a la incidencia de la componente SH es:

$$u_H = 2 U_H \cos \omega t \quad (4.1)$$

donde ω es la frecuencia angular de la onda armónica plana S incidente.

4.2.2 Onda incidente SV

En este caso el movimiento de la partícula es normal a la dirección del rayo y tiene lugar en el plano de incidencia. Por tanto, es posible tener ondas reflejadas P y SV generadas en la discontinuidad y el movimiento en la superficie será el resultante de la onda incidente y de las ondas reflejadas. La relación de amplitudes y fases entre las ondas reflejadas y la incidente se obtiene aplicando las condiciones de contorno a las soluciones de la ecuación de ondas.

En la figura 4.1 se indican los sentidos positivos supuestos para los desplazamientos de la partícula de las ondas incidente y reflejadas. El plano XY es la superficie libre de la tierra y el plano XZ es el plano de incidencia. i y j son los ángulos que forman, respectivamente, los rayos reflejados P y SV con el eje Z. Los desplazamientos de la partícula para la onda incidente SV y las reflejadas SV y P son u_v , u_b y u_a . Dichos desplazamientos pueden expresarse como:

$$\begin{aligned}
 u_v &= U_v \exp \{ i\omega [t + (x \operatorname{sen} j - z \operatorname{cos} j) / \beta] \} \\
 u_b &= SS U_v \exp \{ i\omega [t + (x \operatorname{sen} j + z \operatorname{cos} j) / \beta] \} \\
 u_a &= SP U_v \exp \{ i\omega [t + (x \operatorname{sen} i + z \operatorname{cos} i) / \alpha] \}
 \end{aligned}
 \tag{4.2}$$

donde SS y SP son los coeficientes de la reflexión S-S y de la conversión S-P respectivamente. Estos coeficientes son funciones del ángulo de incidencia j y de β/α , siendo β y α las velocidades de las ondas S y P en la superficie de la tierra.

SS y SP se evalúan aplicando la condición de contorno de que las componentes de los esfuerzos τ_{zz} y τ_{zx} deben ser cero en la superficie ($z = 0$).

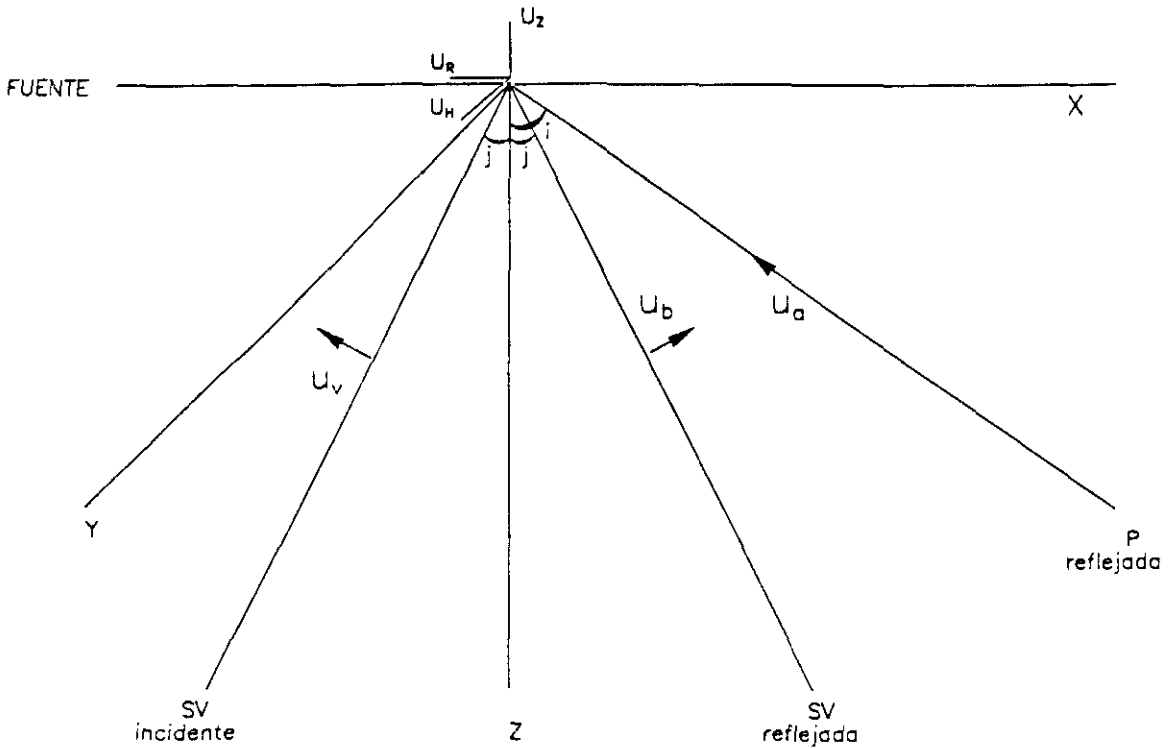


Figura 4.1. Desplazamiento de la partícula de la onda incidente SV y de las reflejadas SV y P. u_H , u_R y u_z son las componentes en la estación del movimiento de la partícula.

La condición $\tau_{zz} = 0$ en $z = 0$ nos conduce a la ecuación:

$$SP \alpha \cos 2j - \beta (1-SS) \sin 2j = 0 \quad (4.3)$$

De la condición $\tau_{zx} = 0$ en $z = 0$ obtenemos:

$$SP \beta \sin 2i - \alpha (1+SS) \cos 2j = 0 \quad (4.4)$$

Resolviendo (4.3) y (4.4) obtenemos:

$$SS = \frac{-(\cos^2 2j - C^2 \sin 2j \sin 2i)}{\cos^2 2j + C^2 \sin 2j \sin 2i}$$

$$SP = \frac{2C \sin 2j \cos 2j}{\cos^2 2j + C^2 \sin 2j \sin 2i} \quad (4.5)$$

donde $C = \beta/\alpha$.

Las componentes u_R y u_Z del movimiento de la partícula en la superficie, están relacionadas con u_v , u_b y u_a según las siguientes ecuaciones:

$$u_R = [u_v \cos j - u_b \cos j + u_a \sin i]_{x=z=0}$$

$$u_Z = [u_v \sin j + u_b \sin j + u_a \cos i]_{x=z=0} \quad (4.6)$$

* Para $j < \sin^{-1}C$, i es real, y por tanto, SS y SP son reales. Por tanto las ondas reflejadas P y SV están en fase con la onda incidente SV . En este caso las componentes del desplazamiento de la partícula en $X = 0$, $Z = 0$ son:

$$u_R = 2 U_H \cos \omega t$$

$$u_R = U_V (\cos j - SS \cos j + SP \sin i) \cos \omega t$$

$$u_Z = U_V (\sin j + SS \sin j + SP \cos i) \cos \omega t \quad (4.7)$$

Esto corresponde a un movimiento lineal de la partícula en superficie debido a la llegada de una onda S plana incidente.

* Para $j > \sin^{-1}C$, $\sin i$ es mayor que la unidad y, por tanto, i se

hace imaginario. En este caso $\cos i$ es un número imaginario, de manera que ahora los coeficientes SP y SS ya no son reales.

El coeficiente de reflexión complejo SP podemos escribirlo como:

$$SP = |SP| \exp^{i\theta}$$

Esto significa que para la onda P reflejada la amplitud será la de la onda incidente multiplicada por $|SP|$ y la fase estará desfasada un valor θ .

De forma análoga podríamos representar el coeficiente de reflexión complejo SS.

Cuando $j > \sin^{-1}C$, $\cos i$ es el imaginario puro:

$$\cos i = i(\sin^2 j / c^2 - 1)^{1/2}$$

y las expresiones para los coeficientes SS y SP toman la forma:

$$\begin{aligned} SS &= \frac{A - \cos^4 2j - \cos^4 j + 4iB \cos^2 2j}{A} \\ SP &= \frac{2C \sin 2j \cos 2j (\cos^2 2j - 2iB)}{A} \end{aligned} \quad (4.8)$$

donde:

$$\begin{aligned} A &= \cos^4 2j + 4 (\sin^2 j - C^2) \sin^2 2j \sin^2 j \\ B &= (\sin^2 j - C^2)^{1/2} \sin 2j \sin j \end{aligned}$$

Sustituyendo las ecuaciones (4.8) en (4.2) se obtienen expresiones para u_b y u_a . Al tomar la parte real de las componentes en (4.2) para obtener el desplazamiento físico, encontramos un cambio de fase debido al carácter imaginario de SP y SS. Más detalles sobre la cuantía y signos de estos cambios de fase puede encontrarse en Aki y Richards (1980).

Sustituyendo las expresiones encontradas para u_b y u_a en las ecuaciones (4.6) obtenemos el siguiente resultado:

$$u_H = 2 U_H \cos \omega t$$

$$u_R = 2 U_V D (E \cos \omega t + F \sin \omega t) \quad (4.9)$$

$$u_Z = 2 U_V \frac{FD}{\sin 2j \cos 2j} \left(2 \frac{F}{\sin 2j} \sin j \cos \omega t - \frac{E}{\cos j} \sin \omega t \right)$$

donde:

$$D = \cos 2j / A$$

$$E = \cos^2 2j \cos j$$

$$F = (\sin^2 j - C^2)^{1/2} \sin^2 2j$$

Estas ecuaciones indican que, cuando $j > \sin^{-1} C$, el movimiento de la partícula en la superficie no será lineal. Los términos que contribuyen a la no linealidad del movimiento de la partícula son aquellos en u_R y u_Z que contienen el término $\sin \omega t$. Sólo para los casos en los que los coeficientes de $\sin \omega t$ sean cero, el movimiento de la partícula en la superficie será lineal. En general el movimiento será elíptico, tanto en el plano horizontal como en el plano de incidencia, describiendo la partícula en superficie una figura tridimensional.

En resumen, el movimiento de la partícula en la superficie libre producido por la incidencia de una onda plana de cizalla, será lineal o no lineal, dependiendo de si el ángulo de incidencia es menor o mayor que el ángulo crítico $i_c = \sin^{-1}(\beta/\alpha)$, donde β y α son las velocidades en la superficie de las ondas S y P respectivamente. El ángulo crítico i_c depende de la relación de Poisson σ . Para $\sigma = 0.25$ es $i_c = 35.22^\circ$.

Nuttli y Whitmore (1962) suponiendo como modelo de tierra un semiespacio, estudiaron el movimiento de la partícula de ondas de cizalla telesísmicas, y determinaron la distancia epicentral a partir de la cual el movimiento se hace lineal.

Haskell (1960, 1962) demostró que, para modelos estratificados, la amplitud y la fase del movimiento de la onda S en superficie depende no sólo del ángulo de incidencia, sino también de la frecuencia de la onda y de los parámetros del modelo de tierra considerado. A partir de sus

cálculos para un modelo de tierra consistente en una capa (corteza) de velocidad α_1 sobre un semiespacio (manto) de velocidad α_2 , concluyó que la proyección horizontal de la trayectoria de la partícula es bastante irregular y difícil de interpretar en el rango de distancias $\alpha_1 < c < \alpha_2$, siendo c la velocidad de fase horizontal, mientras que la trayectoria de la partícula será prácticamente lineal e independiente de la frecuencia para $c > \alpha_2$. Estos resultados concuerdan con las observaciones de Nuttli y Whitmore (1962).

Como hemos visto, el movimiento de la partícula, debido a una onda de cizalla incidente, puede verse sustancialmente alterado por su interacción con la superficie libre; pero a pesar de ello es posible, a partir de la onda registrada en la superficie de la tierra, obtener información sobre la polarización de la onda de cizalla plana incidente y, en particular, información sobre el ángulo de polarización ϵ .

Se define el ángulo de polarización, ϵ , como $\epsilon = \text{tg}^{-1}(u_H / u_V)$, donde u_H y u_V son las amplitudes de las componentes SH y SV del desplazamiento de la onda de cizalla incidente. En la práctica se obtiene a partir del diagrama de las componentes horizontales (u_H y u_R) del movimiento de la partícula, midiendo el ángulo entre la línea de vibración (o eje mayor de la elipse) y la dirección estación-fuente, u_R . Este ángulo aparente de polarización, γ , en general no será igual a ϵ ($\text{tg} \epsilon = \text{tg} \gamma \cos j$). Nuttli (1961) construyó una tabla de diagramas de polarización horizontal para ondas de cizalla planas con diferentes ángulos de polarización, ϵ , para diferentes ángulos de incidencia en la superficie libre de un semiespacio isótropo con una relación de Poisson de 0.25. Estos diagramas muestran que para valores del ángulo de incidencia j menores que 35° , los ángulos γ y ϵ difieren unos 10° , de manera que en este rango de distancias se puede utilizar la simplificación de considerar γ y ϵ iguales.

De los trabajos de Haskell (1962) y Nuttli y Withmore (1962) se puede concluir que la práctica, comúnmente empleada por los sismólogos, de considerar γ igual al ángulo de polarización sólo es aplicable para distancias epicentrales mayores que aproximadamente 50° .

Meissner (1965), también para un semiespacio isótropo, construyó diagramas de polarización para ondas SV incidentes en la superficie libre de un medio con relaciones de Poisson variando entre 0.25 y 0.475.

Nuttli (1964) desarrolló un método para determinar el ángulo de polarización de las ondas S en un gran rango de distancias epicentrales considerando una estructura laminar debajo de la estación. Mendiguren (1969) hizo algunas objeciones a la aplicación de este método y, considerando de nuevo un semiespacio isótropo como modelo de tierra, extendió la tabla de diagramas de polarización de ondas de cizalla para ángulos de incidencia entre 28° y 48° . A partir de esta tabla fue capaz de determinar los ángulos de polarización de la onda de cizalla incidente a partir de los movimientos de la partícula no lineales observados.

A distancias epicentrales cortas, el movimiento de la partícula registrado en la superficie de la tierra es debido a la interacción de "frentes de onda curvos" con la superficie libre (Evans, 1984). Booth y Crampin (1985) calcularon diagramas de polarización en la superficie libre de un semiespacio isótropo, generados por ondas S con un frente de ondas curvo, para diferentes ángulos de incidencia. Al comparar el movimiento de la partícula debido a la incidencia de frentes de ondas curvos con los equivalentes producidos por la incidencia de ondas de cizalla planas, se observa cómo, en el primer caso, la polarización se hace fuertemente no lineal para ángulos de incidencia mayores que el crítico, en vez de a partir del ángulo crítico como ocurre en el caso de ondas incidentes planas.

Todas estas consideraciones sobre la polarización de las ondas de cizalla en la superficie libre nos aportan una considerable comprensión cualitativa de los numerosos problemas prácticos que se plantean en la interpretación de ondas de cizalla. Ahora bien, como los estados y parámetros de polarización descritos sólo sirven para un semiespacio homogéneo y la corteza terrestre no lo es, iniciaremos nuestro estudio de polarización (Apdo. 4.4) con un análisis detallado de las ondas de cizalla registradas en tres componentes, para un modelo de tierra adecuado a las características estructurales de nuestra zona de estudio.

4.3 FILTROS DE POLARIZACION

4.3.1 Desarrollo histórico

Desde mediados de los años sesenta se han desarrollado distintos filtros de polarización, los cuales, basándose en las propiedades de polarización de las ondas sísmicas, permiten mejorar la relación señal-ruido en los registros y separar determinados tipos de ondas.

A continuación discutiremos los principales métodos desarrollados tras una breve descripción de los mismos.

Shimshoni y Smith (1964) junto con White (1964) fueron los primeros que investigaron el uso de las propiedades de polarización de las ondas sísmicas. Shimshoni y Smith proponen un método para separar la señal sísmica del ruido a partir de registros de tres componentes. El método se basa en la diferencia entre la polarización lineal de la señal y la polarización elíptica del ruido. El producto cruzado, promediado en un intervalo de tiempo, de las componentes vertical y radial del movimiento del suelo se multiplica por la señal original, produciendo una función del movimiento del suelo que destaca el movimiento polarizado linealmente. En el mismo trabajo los autores proponen descomponer el movimiento vertical y radial en sus componentes de Fourier y calcular en cada instante de tiempo los parámetros (excentricidad, eje principal e inclinación) de una elipse equivalente. Estos parámetros se usarán como criterio para identificar ondas P y SV.

El método propuesto por White (1964), para eliminar el ruido y determinar la dirección de llegada de cualquier onda, se basa en la relación entre las fases de las diferentes componentes de la oscilación observada en un punto. Cada una de las componentes horizontales del movimiento se multiplica por la componente vertical, con o sin cambio de fase, y los dos productos resultantes se representan como un vector que indica la dirección de la fuente de las ondas sísmicas.

Un método más general para la determinación del estado de

polarización del movimiento del suelo fue desarrollado por Mims y Sax (1965). Estos autores dieron a su método el nombre de REMODE (Rectilinear Motion Detection). Como medida de la linealidad del movimiento del suelo utilizaron una correlación cruzada de las componentes radial y vertical. Archambeau y Flinn (1965) modificaron este método para aplicarlo en el dominio de las frecuencias. En la literatura encontramos distintas versiones de filtros de polarización basados en el método REMODE. Así, por ejemplo, Lewis y Meyer (1968) aplicaron un filtro de polarización REMODE en el dominio de las frecuencias, para detectar ondas internas, tanto P como S, polarizadas linealmente procedentes del manto superior. En el dominio de tiempos Basham y Ellis (1969) aplican un filtro de polarización REMODE para estudiar la composición de la coda P; el filtro ayuda a identificar numerosas fases compresionales polarizadas linealmente.

Un planteamiento diferente en el desarrollo de un filtro de polarización fue el seguido por Flinn (1965) y algo más tarde por Montalbetti y Kanasewich (1970). Con este método no sólo se determina la linealidad del movimiento de la partícula sino también su dirección. Para ello, se calcula la matriz de covarianza de las tres componentes ortogonales del movimiento del suelo en un intervalo de tiempo. La linealidad de la trayectoria del movimiento de la partícula en un intervalo de tiempo determinado se obtiene a partir de una función que relaciona los ejes principales de la matriz; la dirección de polarización es calculada a partir del autovector del mayor eje principal. La modificación realizada por Montalbetti y Kanasewich en el método originalmente desarrollado por Flinn, consiste en la introducción de unos operadores variables en el tiempo que actúan como control de ganancia punto a punto para modular el registro sísmico. Este filtro fue extendido posteriormente por Vidale (1986) a sismogramas analíticos de tres componentes, en los que la parte imaginaria de la señal es la transformada de Hilbert de la parte real. El análisis complejo de la señal permite que la polarización pueda ser medida a partir de la covarianza en cualquier punto del sismograma, mientras que con el método real, la covarianza debe ser promediada en una ventana de tiempos antes de que pueda determinarse la polarización. Este filtro también permite el

cálculo del grado de elipticidad de la señal.

4.3.2 Discusión de los métodos existentes

Los filtros anteriormente descritos son filtros no lineales de entrada múltiple (Kulháněk, 1976). Estos filtros representan operaciones no lineales variables en el tiempo que pueden distorsionar la forma de la señal, de manera que habrá que ser extremadamente cauteloso al interpretar la señal obtenida. Un filtro de polarización lineal fue construido por Mercado (1968) para separar ondas P y ondas Rayleigh.

Los filtros de polarización han sido fundamentalmente aplicados a datos telesísmicos, siendo muy escasos los trabajos de sismica de refracción en los que los datos han sido tratados con este tipo de filtros. Básicamente, los filtros de polarización utilizados en refracción, han sido los basados en el producto de componentes (Jacob y Booth, 1977) y en el método REMODE.

Un análisis comparado del filtro REMODE en los espacios temporal y de frecuencias ha sido realizado por Hauser (1989), utilizando como parámetros de filtrado los sugeridos por Haggag (1980) y Gajewski (1981) como los mejores según sus investigaciones. Dicho análisis pone de manifiesto la ineficacia del método REMODE para resolver el carácter de una onda cuando el movimiento del suelo no es lineal o ligeramente elíptico.

Por otra parte, la eficiencia de los filtros de polarización arriba descritos depende del grado de linealidad y direccionalidad del movimiento de la partícula. El registro sísmico ideal sería aquel en el que la señal apareciera polarizada linealmente frente a un ruido polarizado elípticamente. Ahora bien, en la práctica el ruido generado por la señal (reflexiones múltiples, conversión local de ondas internas ...) y la estructura cortical bajo la estación contribuirán, como vimos en el apartado anterior, a la no linealidad de la polarización de la señal. Por tanto, a continuación estudiaremos cuidadosamente las

características de la polarización de las diferentes fases sísmicas registradas en nuestros sismogramas, para poder diseñar filtros que preserven el movimiento de la partícula cuando éste satisfaga las condiciones específicas de la polarización en una dirección determinada y que atenúen las señales que no verifiquen las condiciones de polarización deseadas.

4.4 ANALISIS DE LA POLARIZACION DE LAS ONDAS INTERNAS GENERADAS EN UN EXPERIMENTO DE REFRACCION

Antes de analizar nuestros datos, estudiaremos teóricamente las características de la polarización de las principales fases sísmicas de la corteza, registradas en un experimento de refracción, generando sismogramas sintéticos con ayuda del método de reflectividad. Con estos datos comprobaremos el poder de "diagnóstico" y separación de un filtro de polarización.

4.4.1 Método

Usamos una fuente puntual que radia energía P, SV y SH, localizada en la superficie de una corteza isótropa laminada de capas planas homogéneas. El modelo utilizado (Fig. 4.2, Tabla 1) corresponde a una estructura cortical promedio simplificada de tipo Hercínico en el noroeste de la Península Ibérica. Los sismogramas son calculados, con el método de reflectividad, en un rango de distancias equivalente a la longitud media de los perfiles sísmicos realizados en Galicia en 1982.

La presencia de ondas convertidas introduce una cierta complejidad en los sismogramas, por lo que estudiaremos en primer lugar los diagramas de polarización del movimiento de la partícula para ondas transmitidas y reflejadas sin considerar conversiones (Apdo. 4.4.2). Después analizaremos detalladamente las características de la polarización de las principales fases convertidas presentes en los sismogramas (Apdo. 4.4.3).

Y por último (antes de analizar nuestros datos) estudiaremos cómo influye la relación de Poisson, σ , en el movimiento de la partícula (Apdo. 4.4.4).

TABLA 4.1
PARAMETROS ELASTICOS DEL MODELO UTILIZADO

CAPA	ESPESOR (Km)	V_p (Km/s)	Q-P	V_s (Km/s)	Q-S	ρ (gm/cm ³)
1	10	6.0	1000	3.46	500	2.5248
2	20	6.5	1000	3.75	500	2.7142
3	Semiespacio	8.0	1000	4.61	500	3.2824

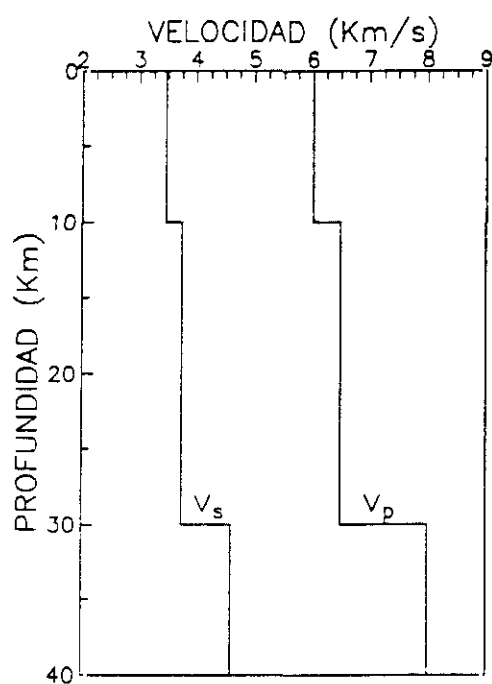


Figura 4.2. Variación de la velocidad de las ondas P y S con la profundidad, en el modelo estructural utilizado.

4.4.2 Transmisión y reflexión sin conversión

En la figura 4.3 presentamos los ensamblajes de las tres componentes, vertical (V), radial (R) y transversal (T), obtenidos con el método de reflectividad para el modelo de la Figura 4.2. En la componente

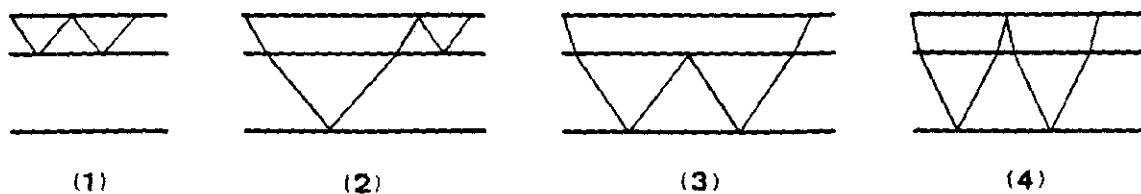
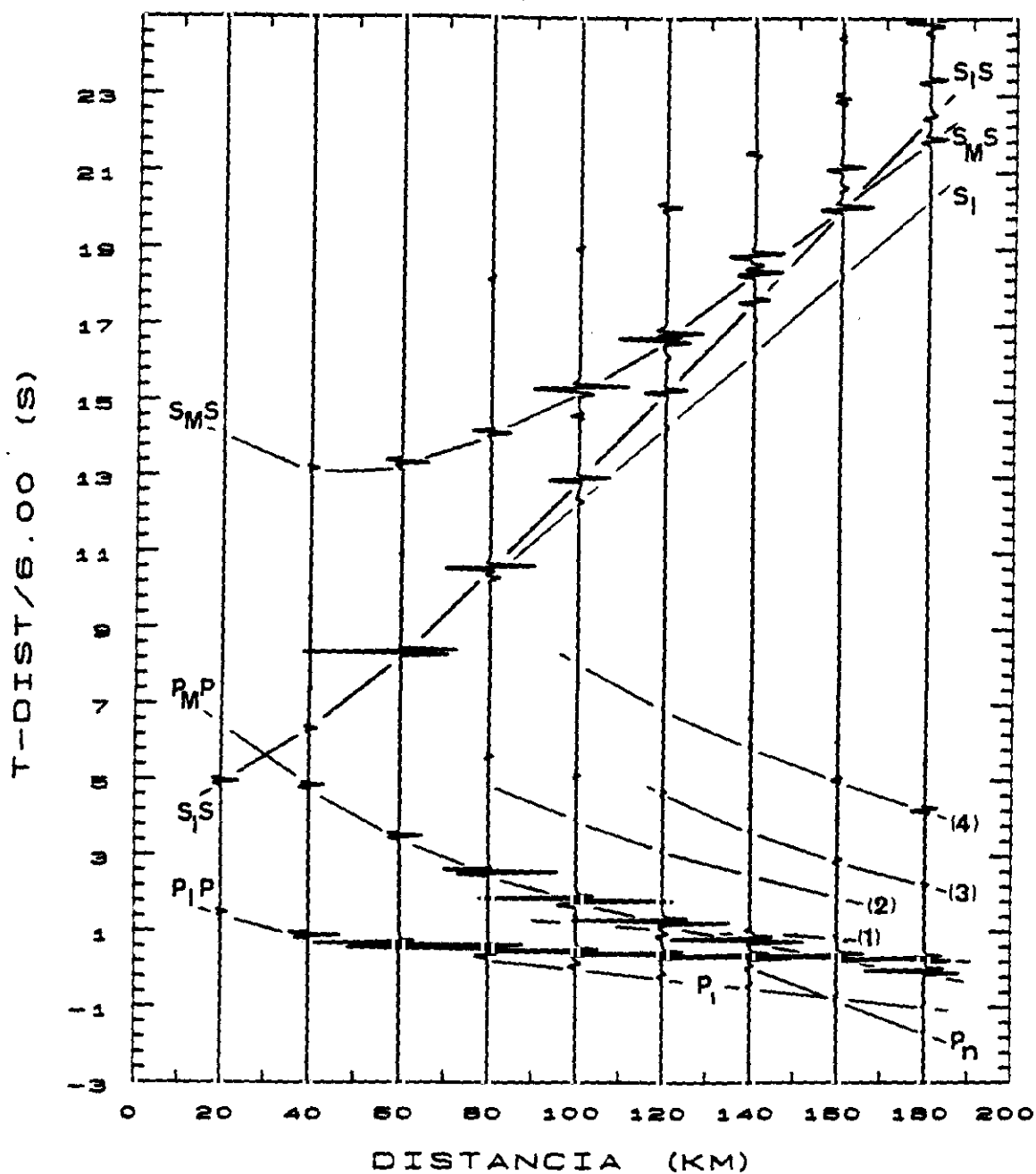


Figura 4.3. Sismogramas generados en la superficie libre del modelo de la Tabla 1. (a) Componente vertical. Curvas de tiempo de recorrido y esquemas de identificación de las llegadas principales.

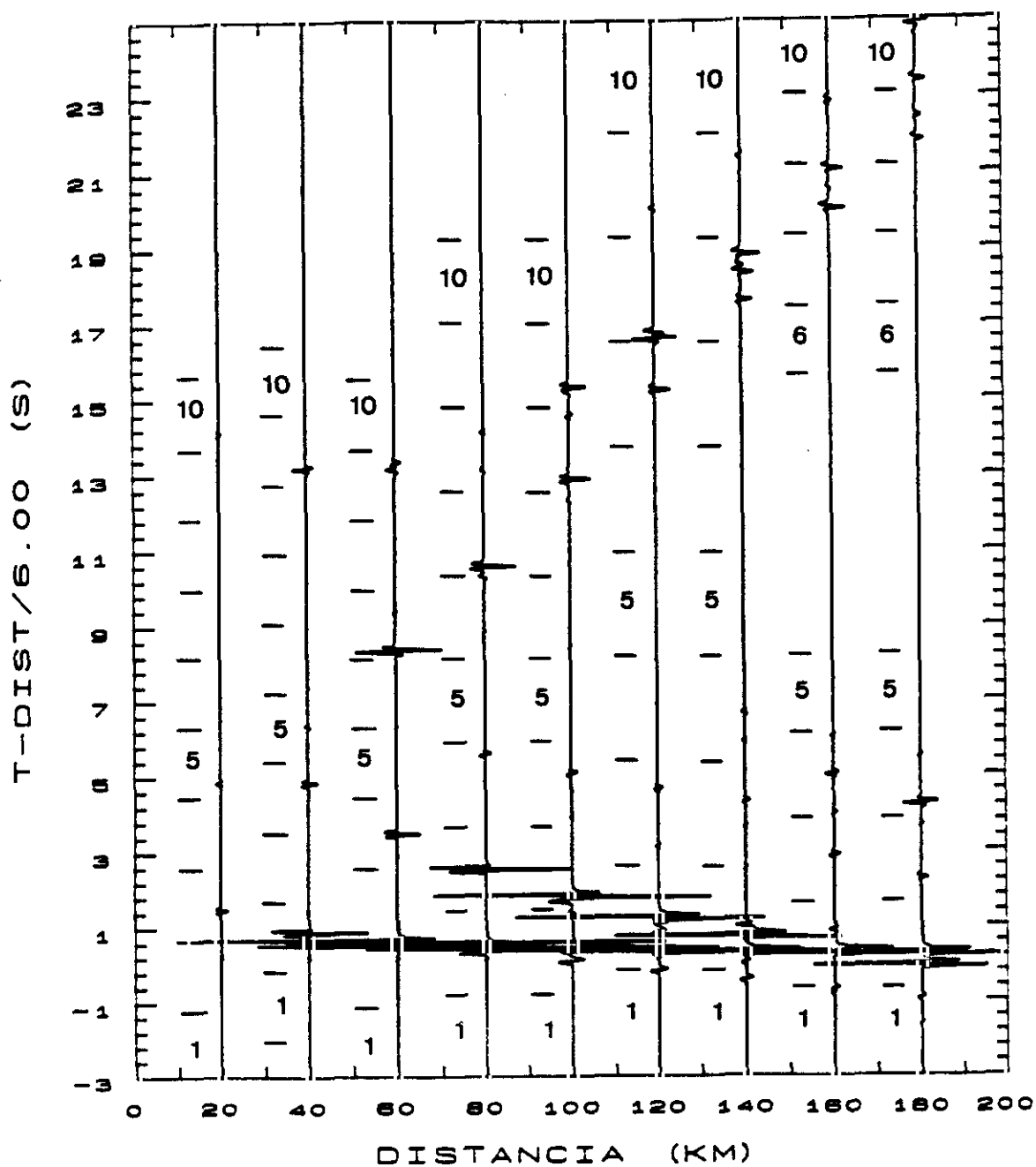


Figura 4.3(b). Componente radial. Los números a la izquierda de los sismogramas identifican las ventanas de tiempo utilizadas para construir los diagramas de polarización de la figura 4.4.

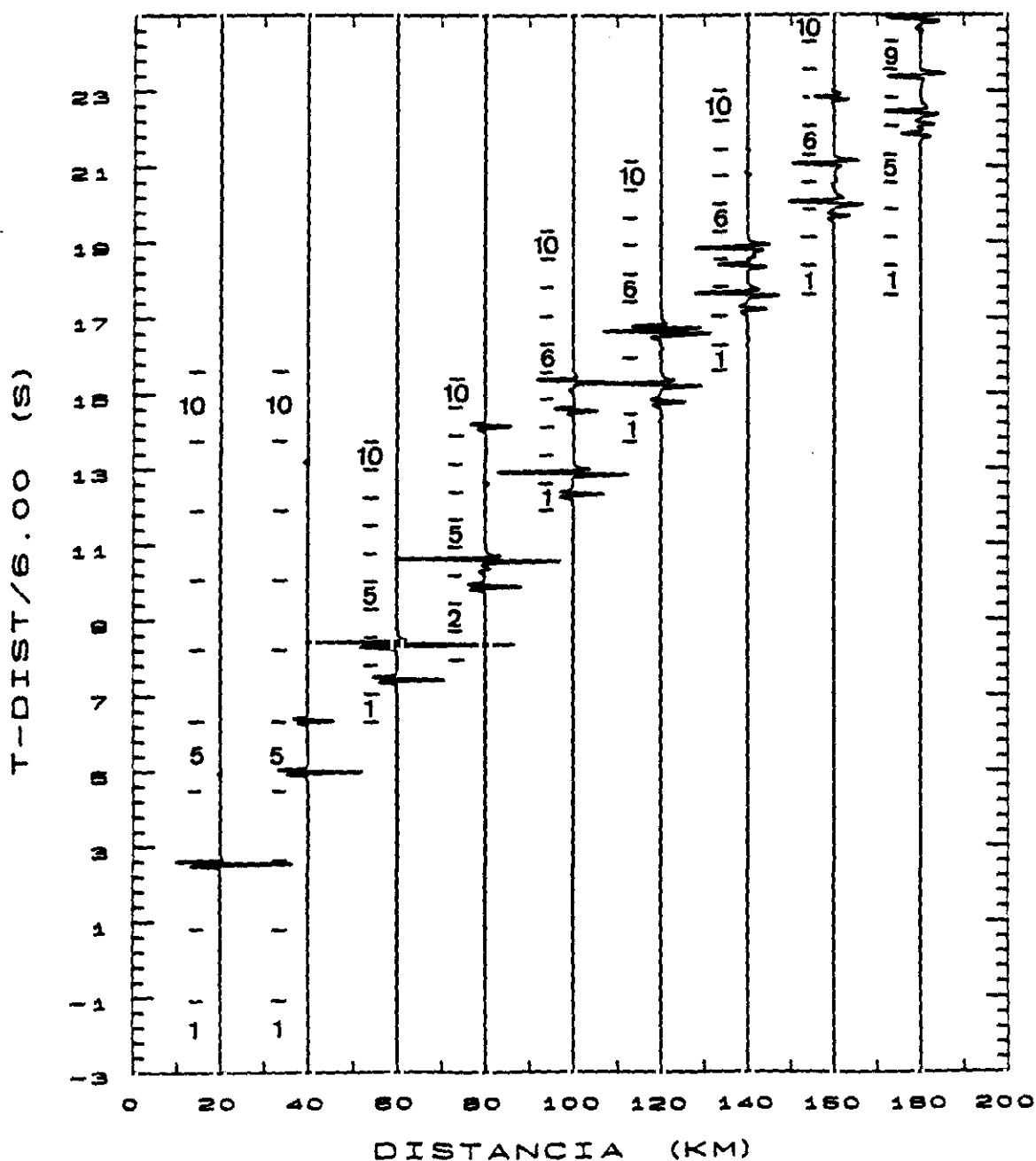


Figura 4.3(c). Componente transversal. Los números a la izquierda de los sismogramas identifican las ventanas de tiempo utilizadas para construir los diagramas de polarización de la figura 4.5.

vertical (Fig. 4.3a) mostramos la correlación e identificación de las principales fases transmitidas, reflejadas y múltiples de mayor amplitud.

Analizaremos el movimiento de la partícula en superficie producido por la llegada de cada una de estas fases. Para ello construimos diagramas de polarización en los tres planos mutuamente perpendiculares: vertical (R-V), horizontal (T-R) y transversal (T-V) para sucesivos intervalos de tiempo a lo largo de las tres componentes de cada sismograma. Las ventanas de tiempo marcadas en la componente radial (Fig. 4.3b) han sido utilizadas para construir los diagramas de polarización en el plano vertical (Fig. 4.4) y las indicadas en la componente transversal (Fig. 4.3c) son aquellas para las que se representa el movimiento de la partícula en los planos horizontal y transversal (Fig. 4.5).

Hemos visto antes que el movimiento de la partícula en superficie debido a la incidencia de una onda de cizalla será lineal o no lineal dependiendo de si el ángulo de incidencia es menor o mayor que el ángulo crítico $i_c = \sin^{-1}(V_s/V_p)$, donde V_s y V_p son las velocidades de las ondas S y P, respectivamente, en la superficie. El ángulo crítico está determinado por la relación de Poisson, σ . En nuestro modelo, la relación de velocidades compresionales y de cizalla proporcionan un valor para σ de 0.25. Por tanto, el ángulo crítico para esta estructura es de 35.22° .

En los diagramas de polarización del movimiento de la partícula en el plano vertical (Fig. 4.4) observamos cómo todas las fases P están polarizadas linealmente, describiendo una línea de vibración comprendida en los cuadrantes 1 y 3. La polarización de las ondas de cizalla es diferente y más compleja. La fase S_1S , reflejada en la discontinuidad a 10 km de profundidad, presenta una polarización elíptica a lo largo de todo el ensamblaje. Lo que indica que dicha fase incide en superficie con ángulos mayores que el crítico para todo el rango de distancias considerado. La fase $S_M S$, reflejada en la base de la corteza, a 30 km de profundidad, aparece polarizada linealmente en los sismogramas registrados a 20 y 40 km de distancia al punto de tiro (ventanas 10 y 9, respectivamente). A distancias mayores encontramos para esta fase una polarización elíptica. El ángulo de incidencia de la fase $S_M S$ a 40 km de

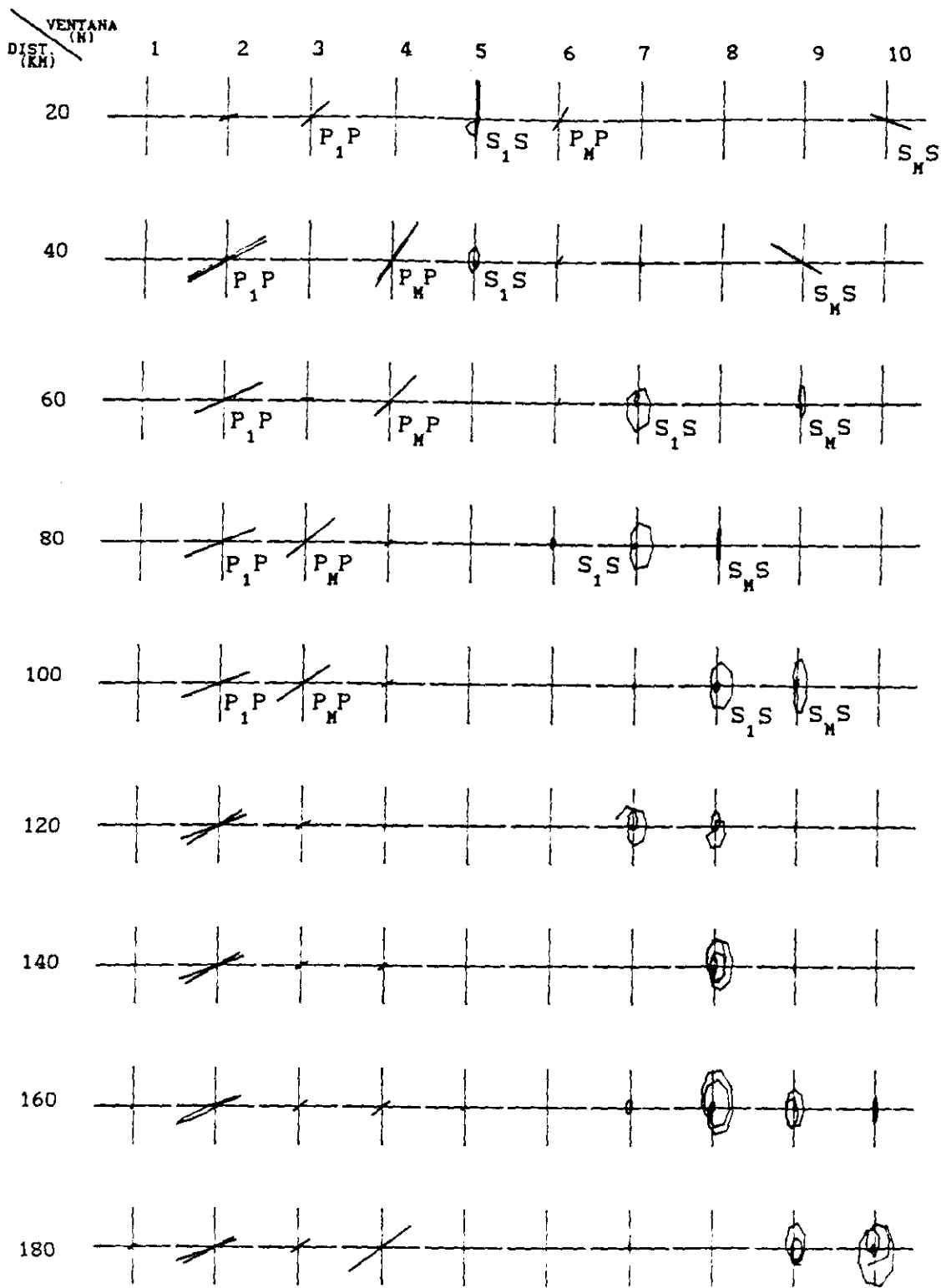


Figura 4.4. Diagramas del movimiento de la partícula en el plano vertical correspondientes a los sismogramas de la figura 4.3a y b. Eje X, movimiento horizontal radial (R); eje Y, movimiento vertical (V).

distancia es $31.5^\circ < i_c$, a 60 km de distancia la S_M incide en la superficie libre con un ángulo de 41.75° , mayor, por tanto, que el ángulo crítico.

Es decir, para una corteza promedio de tipo Hercínico, como la que es objeto de estudio en este trabajo, las llegadas de ondas S registradas en un experimento de refracción sísmica, en general se encontrarán fuera de la "ventana de ondas de cizalla", esto es, incidirán en la superficie, excepto las fases reflejadas en profundidad y registradas a distancias cortas, con ángulos mayores que el crítico. Por tanto, si bien la inspección visual de los diagramas de polarización en el plano vertical es útil puesto que informará del carácter P o S de una llegada, la aplicación de los filtros de polarización descritos en el apartado anterior, basados en la linealidad del movimiento de la partícula, no será en este caso adecuada para mejorar las llegadas S registradas en nuestros sismogramas.

Los diagramas de polarización de las ondas de cizalla en los planos horizontal y transversal (Fig. 4.5a y b) presentan un aspecto más complicado que en el plano vertical, apareciendo a ciertas distancias (por ejemplo, a 40 y 120 km, ventanas 5 y 4, respectivamente) cambios bruscos en la dirección del movimiento de la partícula, debidos a la incidencia simultánea en la misma ventana de tiempo de dos fases diferentes. Cambios bruscos similares en el movimiento de la partícula, son evaluados como diagnóstico de anisotropía sísmica cuando son debidos a la llegada de dos ondas de cizalla "próximas" con polarizaciones prácticamente perpendiculares (Keith y Crampin, 1977).

Los diagramas de polarización del movimiento de la partícula (Figs. 4.4 y 4.5) indican que el carácter de las ondas de cizalla incidentes en la superficie libre es modificado por las interacciones producidas en la superficie, presentándose en algunos diagramas complicaciones que podrían ser fácilmente mal interpretadas en términos de "splitting" de ondas de cizalla inducido por anisotropía. Para evitar una interpretación errónea de los cambios bruscos en el movimiento de la partícula en términos de anisotropía sísmica, es necesario examinar este movimiento en el plano

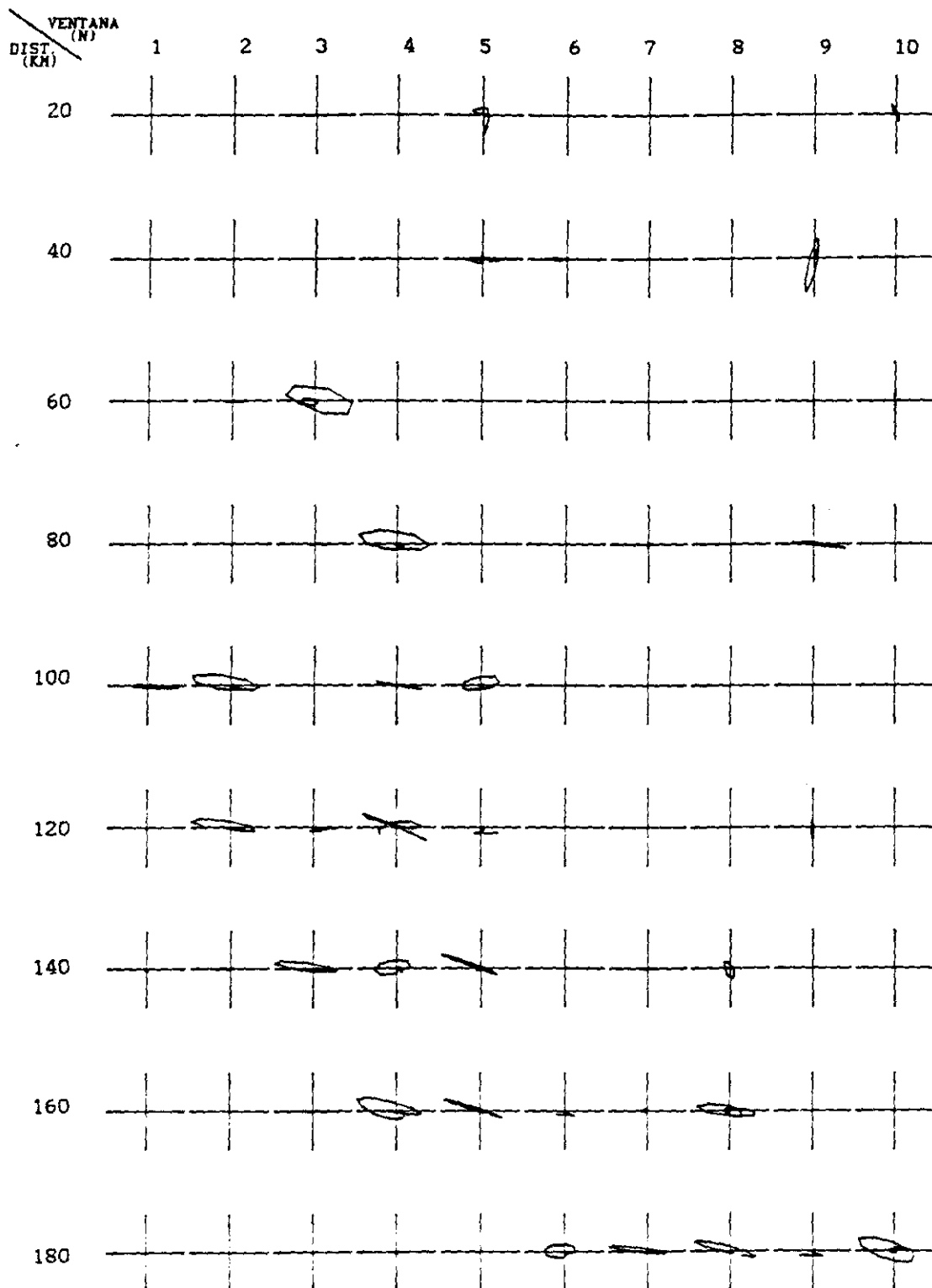


Figura 4.5(a). Diagramas del movimiento de la partícula en el plano horizontal correspondientes a los sismogramas de la figura 4.3b y c. Eje X, movimiento horizontal transversal (T); eje Y, movimiento horizontal radial (R).

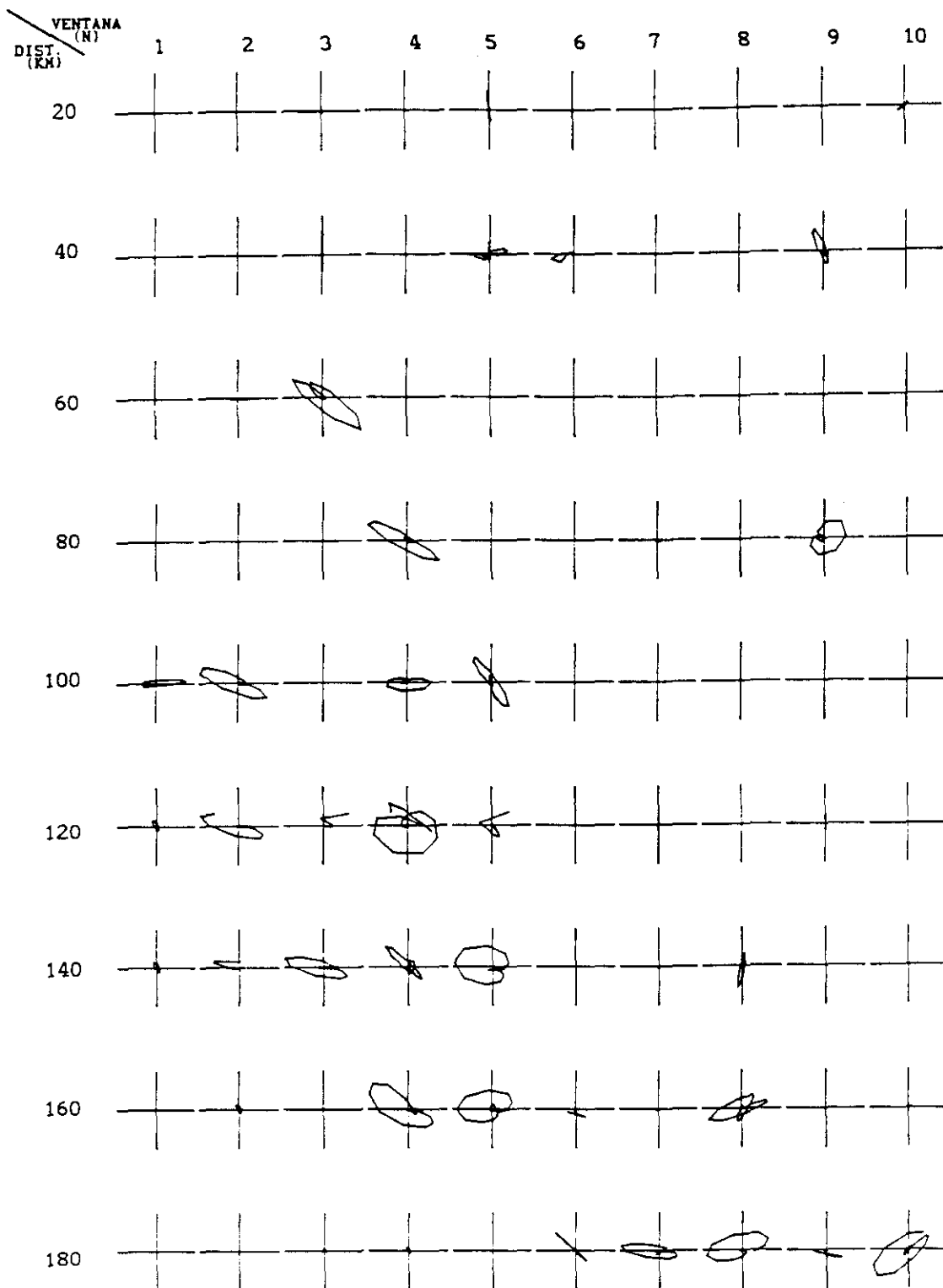


Figura 4.5(b). Diagramas del movimiento de la partícula en el plano transversal correspondientes a los sismogramas de la figura 4.3a y c. Eje X, movimiento horizontal transversal (T); eje Y, movimiento vertical (V).

vertical, donde podremos distinguir el carácter P o S de una llegada y tener siempre presente el hecho crítico de que la onda incidente de cizalla sólo puede ser reconocida a partir de los registros en la superficie si la onda incide dentro de la "ventana de ondas de cizalla", es decir, con un ángulo menor que el crítico (Crampin, 1985).

4.4.2.1 FILTROS DE POLARIZACION

En este apartado trataremos de utilizar las diferentes características de la polarización de las ondas compresionales y de cizalla, analizadas anteriormente, para discriminar los dos tipos de ondas y mejorar en nuestros registros la amplitud de las llegadas S de interés.

En la figura 4.6 se presenta el sistema de coordenadas propio de la estación de registro. Para una estructura lateralmente homogénea e

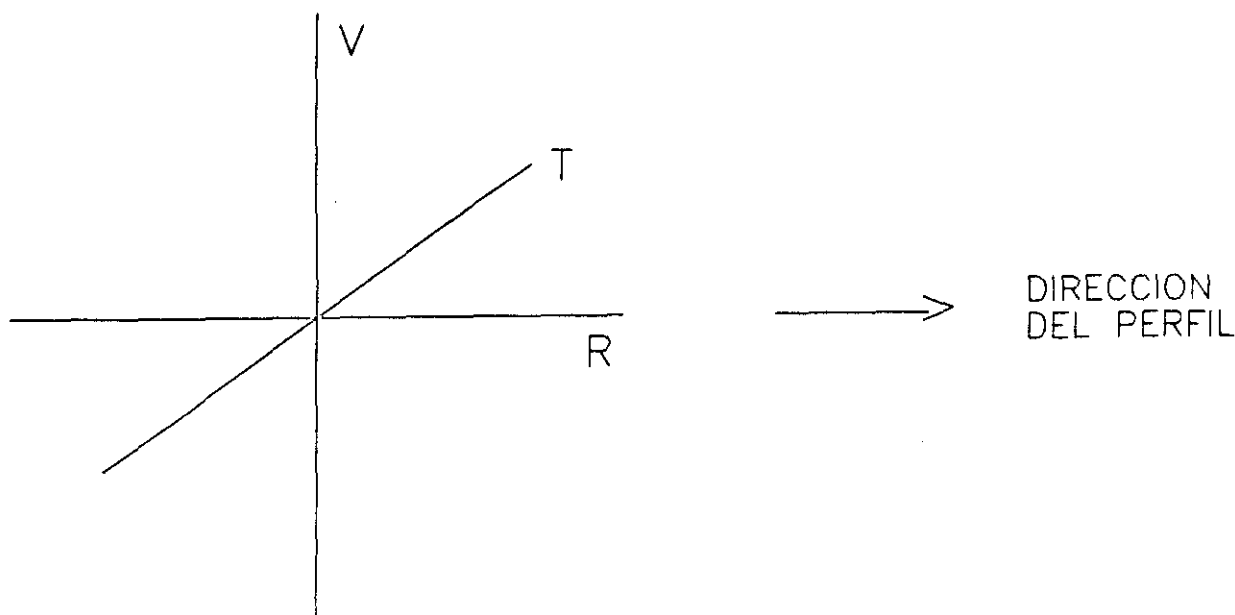


Figura 4.6. Denominación de las componentes: V = componente vertical; T = componente transversal (componente horizontal perpendicular a la dirección del perfil); R = componente radial (componente horizontal en la dirección del perfil).

isótropa como la considerada por nosotros (Tabla 1), en la componente transversal (T) sólo registramos ondas SH, mientras que las componentes vertical (V) y radial (R) serán una sucesión de llegadas P y SV directas, reflejadas, múltiples, etc.

En nuestros sismogramas las llegadas S estarán enmascaradas dentro del ruido generado por la señal P. Para facilitar la identificación de las llegadas S intentaremos, en primer lugar, resaltar su amplitud en los registros. Para ello transformamos el sistema de coordenadas propio de la estación de registro $\{V, R, T\}$ en el sistema de coordenadas intrínseco del rayo en cada estación $\{P, SV, SH\}$. La situación en el plano vertical será esquemáticamente la mostrada en la figura 4.7. Conociendo el ángulo de incidencia, i , de una fase P determinada, se pueden transformar mediante una rotación las señales vertical (V) y radial (R) en otras dos: una en la dirección de propagación del rayo, P, donde la fase compresional

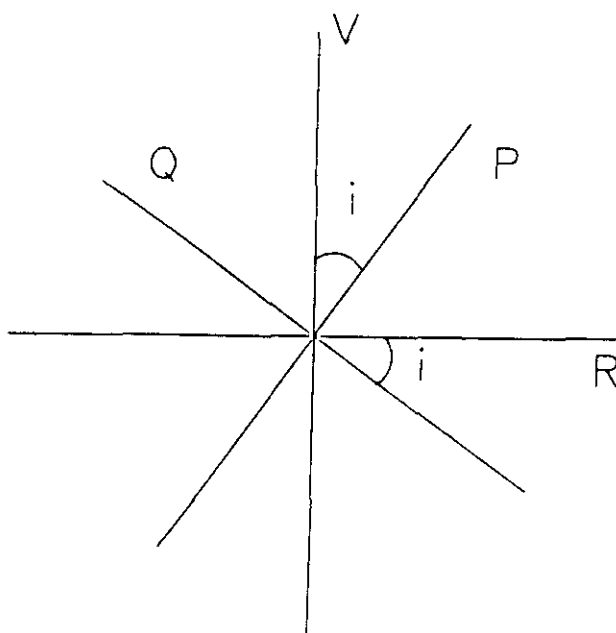


Figura 4.7. Relación geométrica entre los sistemas de coordenadas de la estación $\{V, R\}$ y del rayo $\{P, Q\}$.

tendrá amplitud máxima y otra, en dirección perpendicular a la anterior, Q, donde la amplitud de la fase compresional considerada será mínima y en la que la fase SV correspondiente aumentará en amplitud, facilitándose así su identificación en los sismogramas.

Las relaciones de transformación entre los sismogramas en el sistema de coordenadas de la estación de registro $\{V,R\}$ y los sismogramas en el sistema local del rayo $\{P,Q\}$ son las siguientes:

$$\begin{aligned} P &= V \cos i + R \sin i \\ Q &= V \sin i - R \cos i \end{aligned} \tag{4.10}$$

Para aplicar esta transformación de forma rápida y efectiva, se han desarrollado una serie de programas que de forma interactiva permiten calcular para cada sismograma el ángulo de incidencia de una fase P determinada y posteriormente girar cada uno de los sismogramas de un ensamblaje por su ángulo correspondiente.

En la figura 4.8 podemos ver el ensamblaje de los sismogramas obtenidos en la dirección Q, después de aplicar un giro, según el ángulo de incidencia de la fase P_M , a los sismogramas de las componentes vertical y radial (Fig.4.3a y b). Se puede observar cómo la fase P_M desaparece prácticamente a lo largo de todo el ensamblaje y cómo se atenúan el resto de las fases compresionales. La disminución de la amplitud de estas fases será tanto mayor cuanto menor sea la diferencia entre sus ángulos de incidencia y el de la fase P_M incidente a la misma distancia (ver Fig.4.4).

Disminuyendo así las amplitudes de las ondas compresionales facilitaremos la identificación y correlación de las llegadas S en nuestros ensamblajes. Esta mejora de la relación señal S/señal P + ruido será aún más efectiva cuando trabajemos con sismogramas de amplitud normalizada.

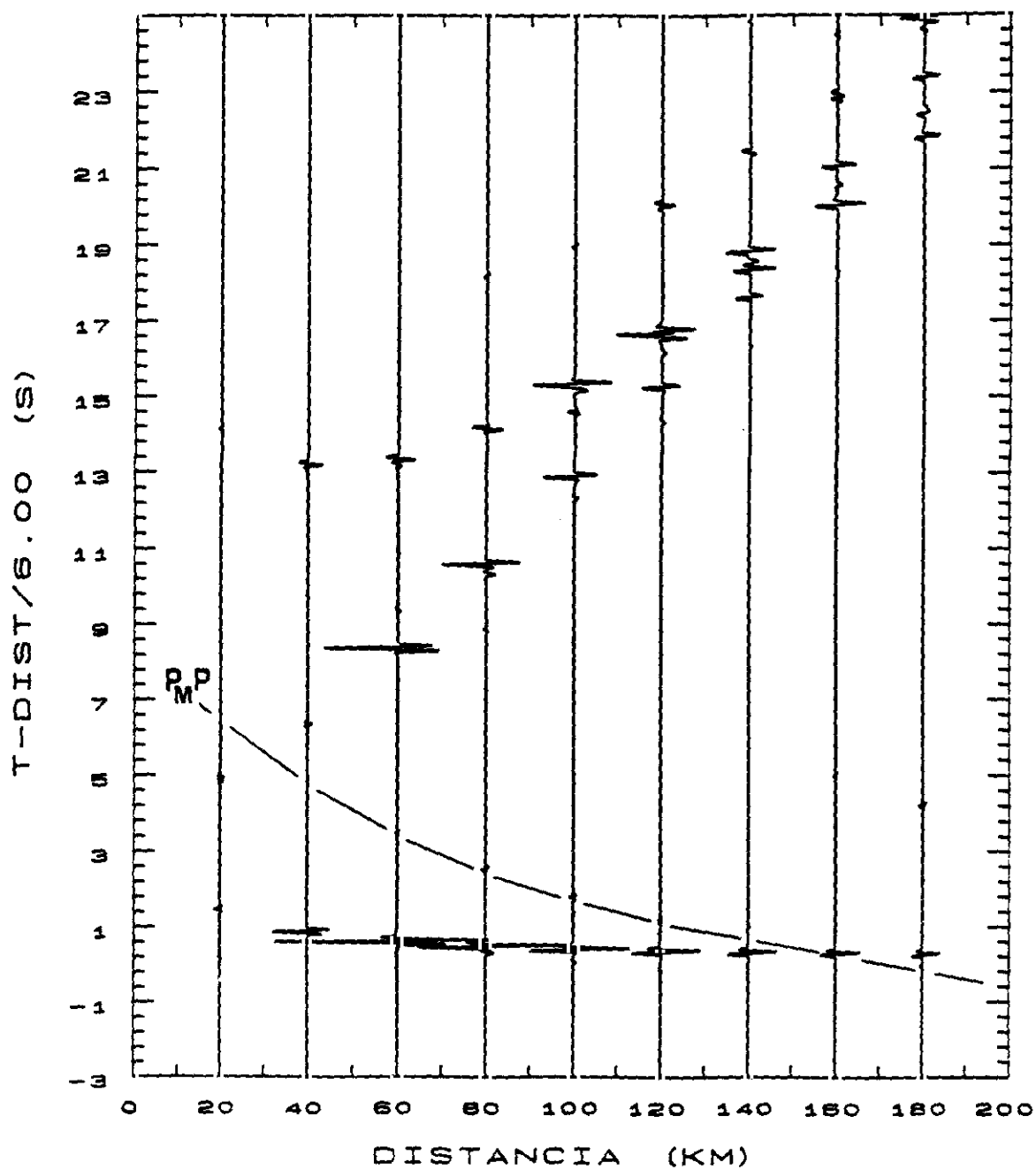


Figura 4.8 Componente Q de los sismogramas, en la dirección de mínima amplitud $P_M P$ (ver texto).

4.4.2.2 PRODUCTO DE COMPONENTES

Teniendo en cuenta las diferentes características de la polarización de las ondas P y S en el plano vertical (Fig.4.4) podemos utilizar el producto de las componentes vertical y radial de un sismograma para distinguir las llegadas P de las S.

El movimiento del suelo generado por una onda incidente P o S en la superficie libre es una superposición de tres ondas: la onda incidente P o S, la onda reflejada P o S y la onda convertida S o P. De la figura 4.4 deducimos que para una onda incidente P linealmente polarizada el movimiento de la partícula se mantiene lineal en el plano vertical para cualquier ángulo de incidencia, describiendo una línea de vibración contenida en los cuadrantes 1 y 3. Para una onda S polarizada linealmente con un ángulo de incidencia en la estación menor que el crítico, las tres componentes están en fase y el movimiento de la partícula permanece lineal y contenido en los cuadrantes 2 y 4 (fase $S_H S$ a 20 y 40 km de distancia, Fig.4.4). Para ángulos de incidencia mayores que el crítico las componentes están desfasadas y el movimiento resultante es elíptico. Por tanto, el producto de las componentes vertical y radial será siempre positivo para ondas P y negativo para ondas SV subcríticas. Para ondas S incidentes con ángulos mayores que el crítico el producto $V \cdot R$ oscilará entre valores positivos y negativos.

En la figura 4.9 se representa el ensamblaje resultante de multiplicar los sismogramas de la componente vertical de la figura 4.3a por los correspondientes de la componente radial en la figura 4.3b. Observemos cómo las trazas positivas de $V \cdot R$ indican la presencia de un movimiento P y las negativas movimiento S. Cuando la incidencia de la S es subcrítica, la traza es negativa (fase $S_H S$ en los sismogramas a 20 y 40 km de distancia); cuando una onda S incide en la estación con ángulo mayor que el crítico la traza presenta valores positivos y negativos.

Por tanto, podemos considerar el producto de las componentes vertical y radial como un operador temporal que permite discriminar el carácter P o S de una llegada.

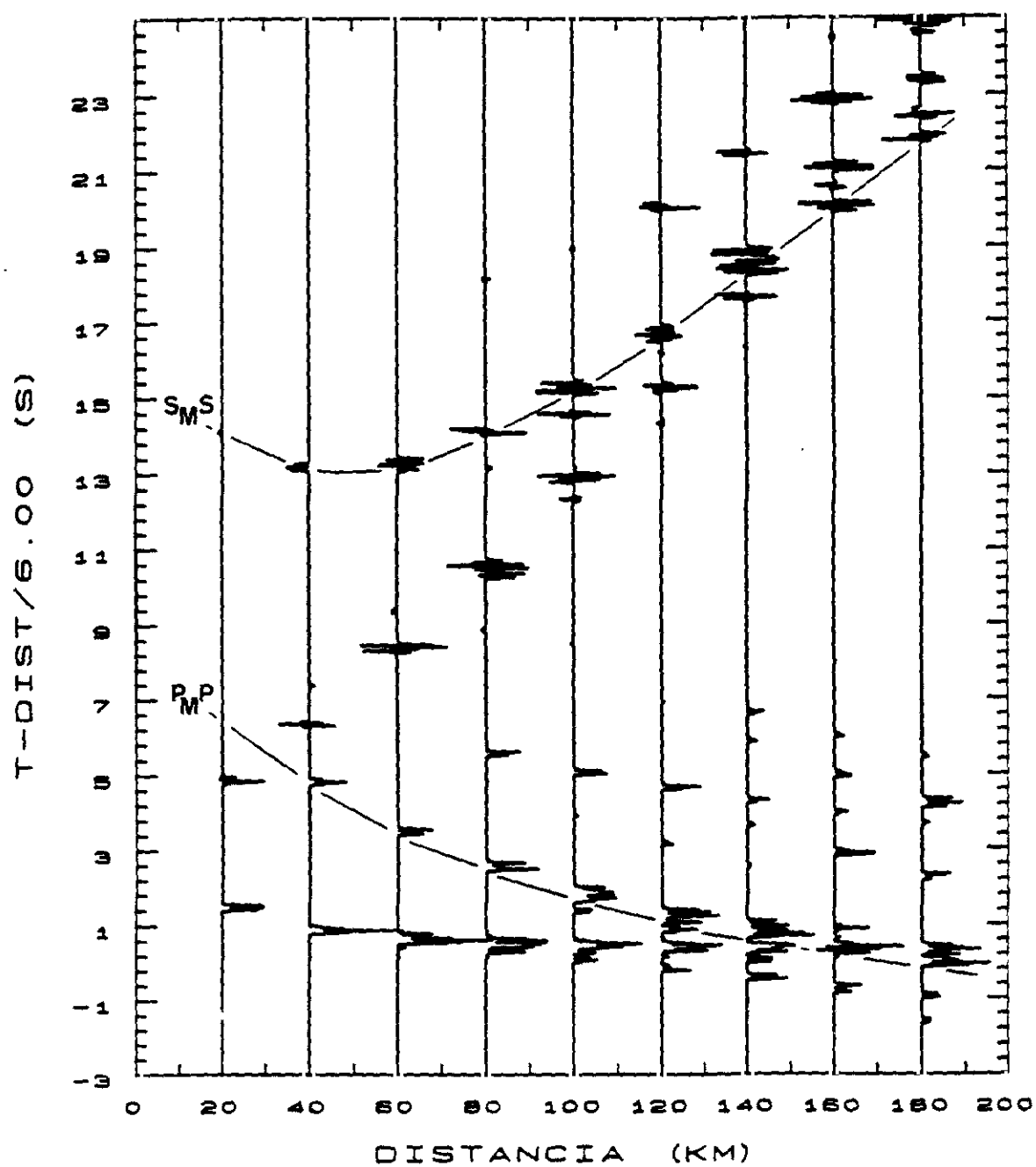


Figura 4.9. Ensamblaje resultante del producto de componentes $V \cdot R$ (ver texto).

4.4.3 Transmisión y reflexión con conversión

El estudio de las ondas internas convertidas es de gran importancia en un trabajo de refracción sísmica porque dichas ondas permiten obtener información sobre la naturaleza de las superficies de discontinuidad (Fuchs, 1975). De especial interés es el estudio de las reflexiones PS procedentes del Moho, la separación entre la corteza y el manto, ya que desde hace algún tiempo se habla de modelos alternativos para esta discontinuidad.

La interpretación de estas ondas es problemática, puesto que las llegadas de las ondas internas convertidas se verán perturbadas de manera drástica por la energía varias veces reflejada de las ondas P que llegan en la misma ventana de tiempos y, por lo tanto, sólo podrán ser correlacionadas con dificultad y con grandes errores. Para conseguir ensamblajes de sismogramas con una relación señal-ruido más favorable que permita establecer una correlación más segura de las llegadas convertidas será necesario, como en el caso de las ondas S, realizar un filtrado adecuado.

Estudiaremos en este apartado las características de la polarización de las ondas convertidas por reflexión de P a S, con el fin de desarrollar filtros de polarización que permitan mejorar la amplitud de dichas llegadas en nuestros registros y facilitar así su identificación y correlación.

Para ello, en primer lugar, generamos con ayuda del método de reflectividad sismogramas sintéticos en los que aparezcan las posibles fases convertidas. En las figuras 4.10a y b mostramos los ensamblajes de la componente vertical y radial, obtenidos para el modelo estructural representado en la Tabla 1. Al comparar con los ensamblajes de las figuras 4.3a y b, observamos la complejidad que introduce en un registro la presencia de ondas convertidas.

En la componente radial (Fig.4.10a) aparecen identificadas y correlacionadas las fases convertidas de mayor amplitud. Se puede

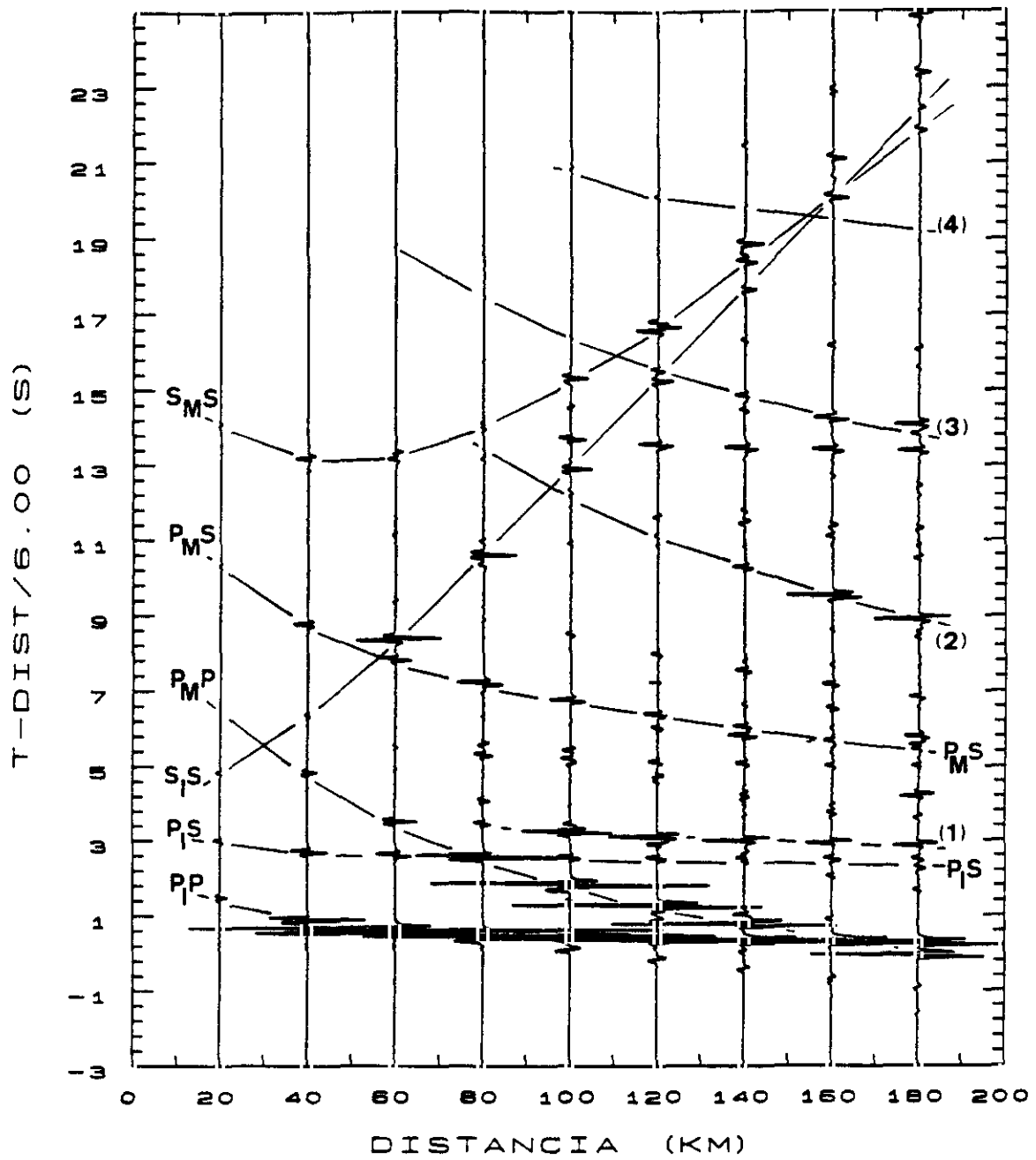


Figura 4.10. Sismogramas generados en la superficie libre del modelo de la Tabla 1. (a) Componente radial. Curvas de tiempo de recorrido y esquemas de identificación de las principales fases convertidas.

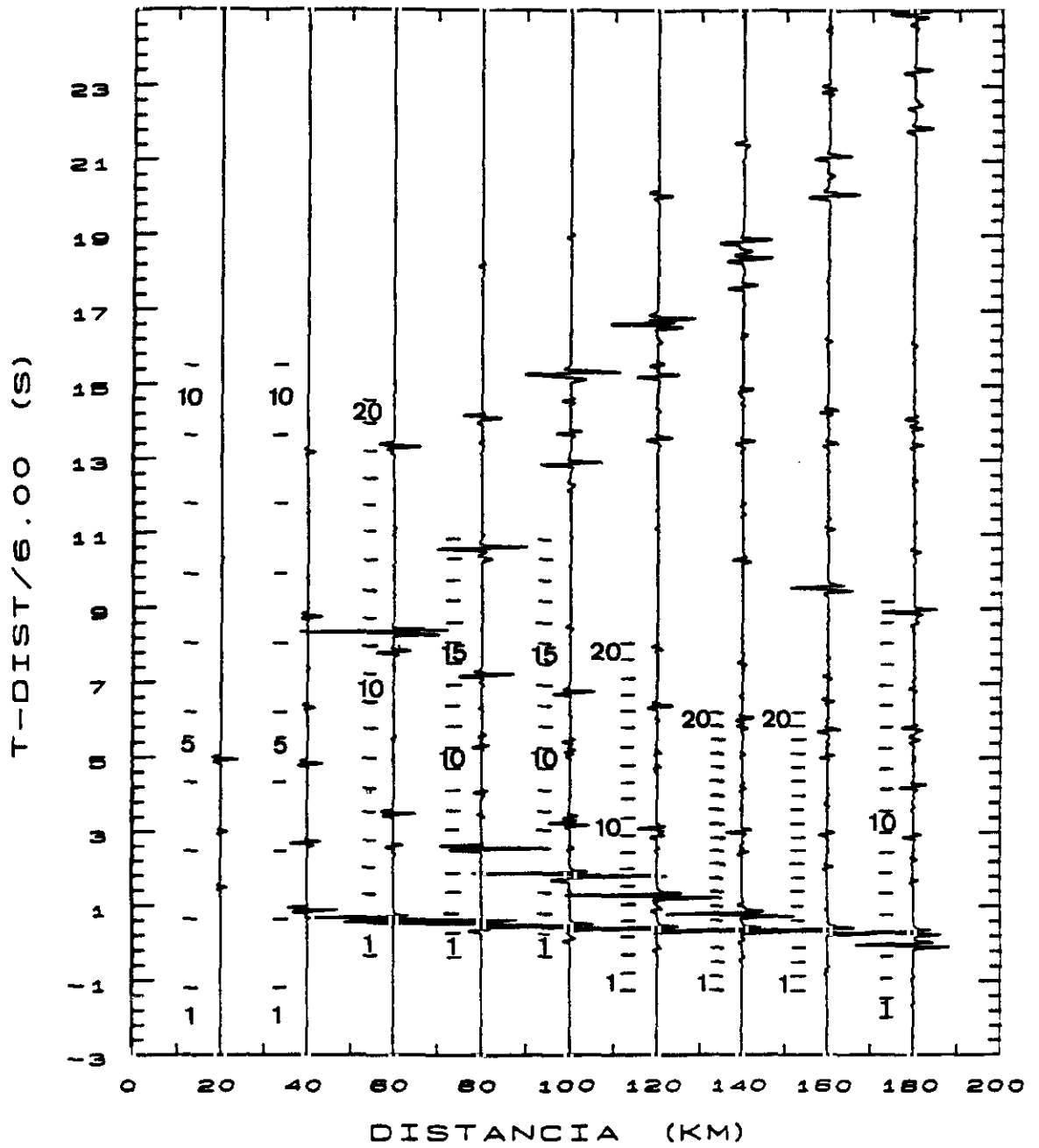


Figura 4.10(b). Componente vertical. Los números a la izquierda de los sismogramas identifican las ventanas de tiempo utilizadas para construir los diagramas de polarización de la figura 4.11.

observar cómo la amplitud de estas fases es, en general, mayor en la componente radial que en la vertical (Fig.4.10b).

En los 10 primeros segundos después de la onda P directa, destacan cuatro fases convertidas: las fase $P_I S$ y $P_M S$ convertidas de P a S en la discontinuidad a 10 km de profundidad y en el Moho, respectivamente, con grandes amplitudes a distancias cortas del punto de tiro y, las múltiples $P_I S P_I$ y $P_M S P_M$ con grandes amplitudes a distancias mayores de 100 y 160 km ,respectivamente.

Para estudiar la polarización de estas ondas convertidas se han construido los diagramas de polarización del movimiento de la partícula en el plano vertical. En la figura 4.11 se muestran los diagramas obtenidos para los intervalos de tiempo marcados en la figura 4.10b. En cada diagrama se ha aplicado un factor de amplificación para hacer visible el movimiento de la partícula.

Las fase $P_I S$ y $P_M S$ presentan una polarización lineal, estando el movimiento de la partícula contenido en los cuadrantes 2 y 4, para todo el rango de distancias considerado. Esto es debido a los ángulos pequeños con los que dichas ondas inciden en superficie. Así, por ejemplo, la onda $P_I S$ registrada a 180 km de distancia, que parte de la fuente con un ángulo de incidencia de 86.69° incide en superficie formando un ángulo con la normal de 35.14° ; la fase $P_M S$ registrada a la misma distancia llega a la estación con un ángulo de incidencia de 31.78° . Es decir, para un modelo de corteza de tipo Hercínico como el considerado, todas las ondas convertidas de P a S inciden en la superficie libre con ángulos menores que el crítico (35.22°). Por tanto, si bien la identificación de estas fases en un ensamblaje será complicada, a causa del ruido generado por la señal P que existirá en la ventana de tiempos en la que aparecen dichas ondas, podemos esperar que su polarización característica, lineal y perpendicular a la de las ondas P, sirva para identificarlas y permita que sean detectadas mediante un filtro de polarización.

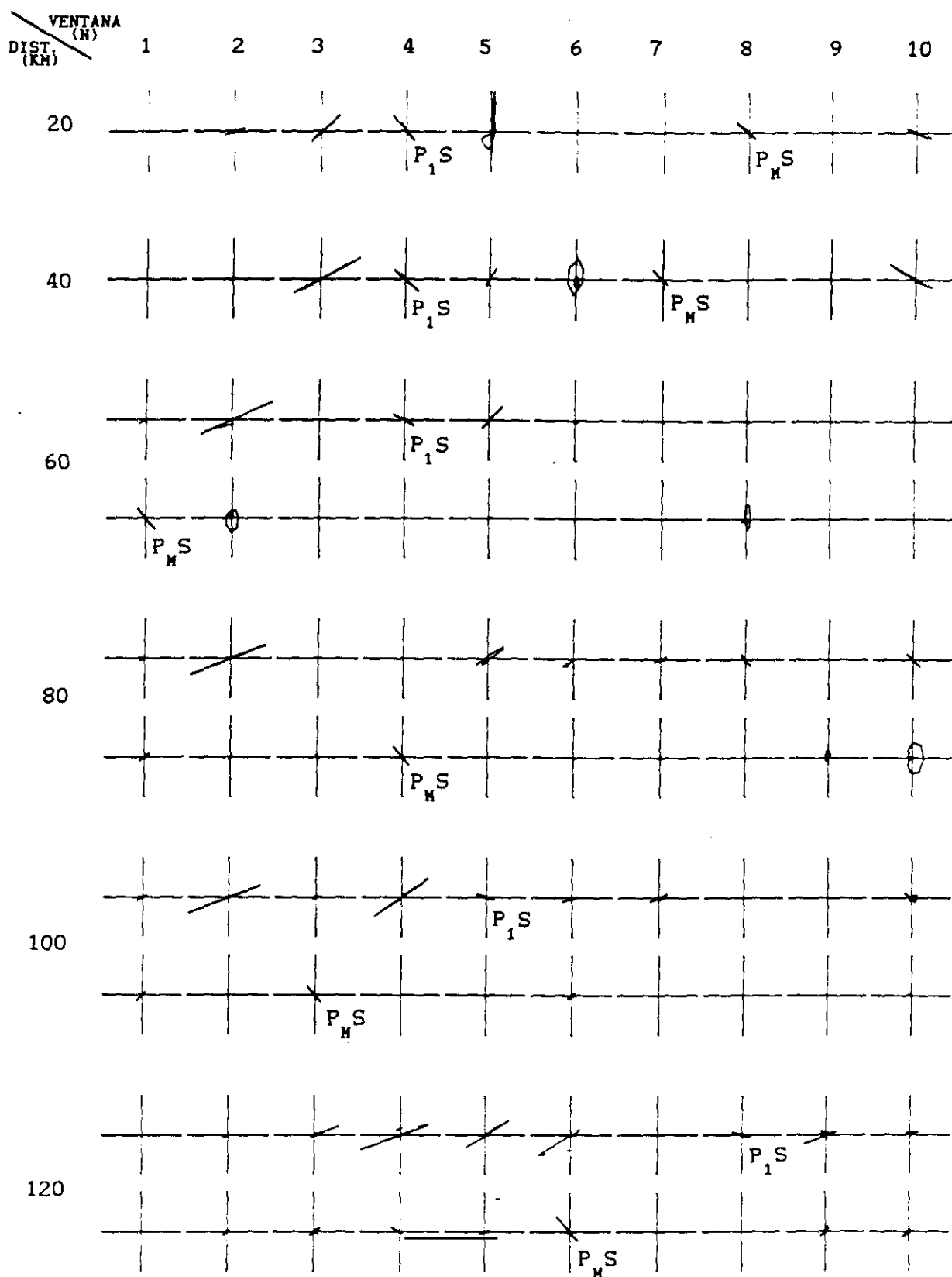


Figura 4.11. Diagramas del movimiento de la partícula en el plano vertical correspondientes a los sismogramas de la figura 4.10a y b. Eje X, movimiento horizontal radial (R); eje Y, movimiento vertical (V).

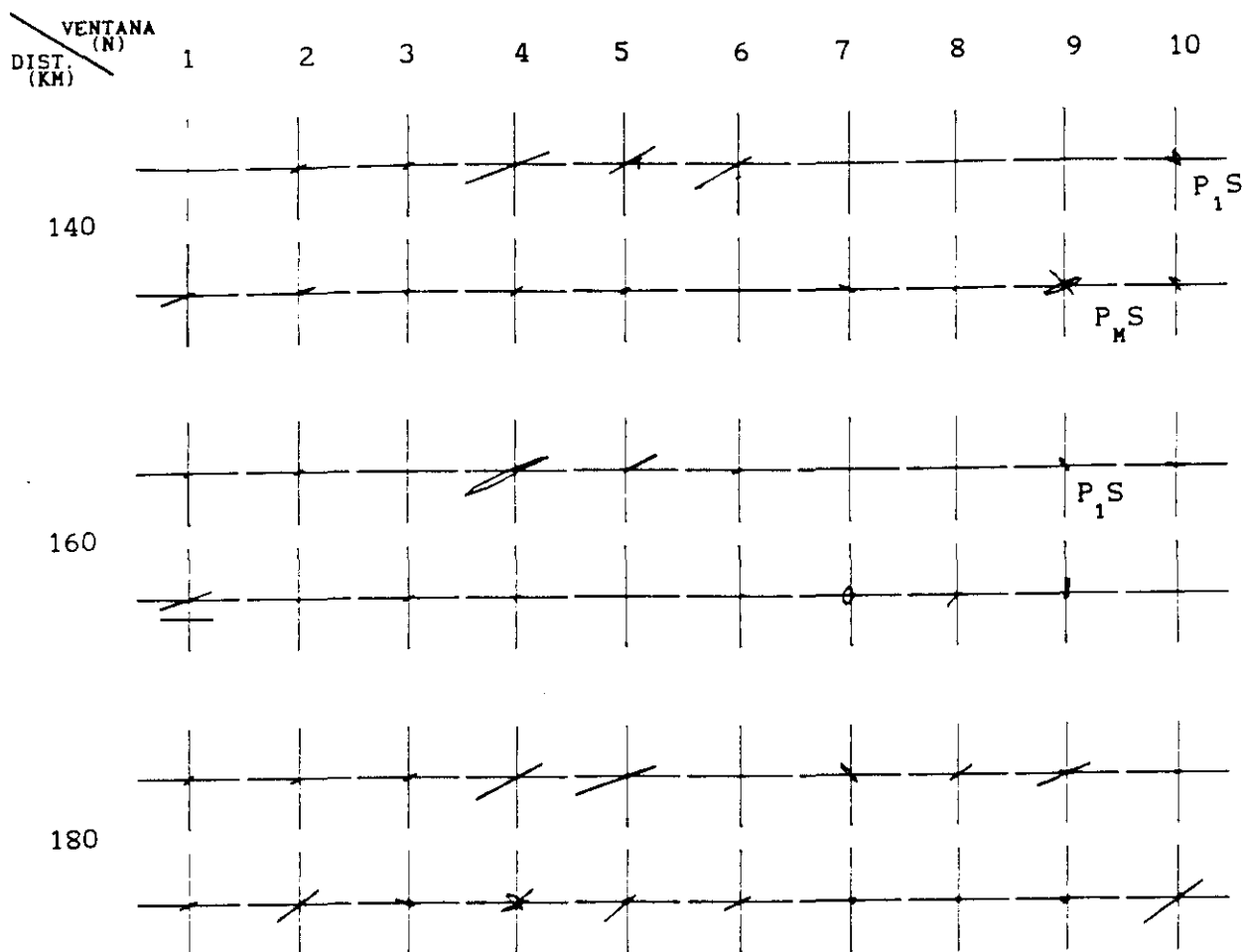


Figura 4.11- Continuación

4.4.3.1 FILTROS DE POLARIZACION

Como en el apartado anterior, el primer paso que daremos para procesar los datos, a partir del análisis de la polarización de las diferentes fases sísmicas, consistirá en la rotación del sistema de coordenadas propio de la estación de registro, con el fin de mejorar la identificación de las ondas convertidas PS en los sismogramas.

Para ello tomamos los datos registrados en la dirección V (vertical) y R (radial) y reorientamos los ejes, mediante la transformación expresada en las ecuaciones (4.10), obteniendo para cada estación un nuevo sistema de coordenadas.

Utilizando para cada distancia el ángulo de incidencia de una fase P determinada, obtendremos dos nuevos sismogramas: uno en la dirección donde la amplitud de la fase P considerada será máxima y otro en dirección perpendicular, donde dicha fase desaparecerá y donde será máxima la amplitud de las fases SV polarizadas perpendicularmente a la dirección de la P.

Los diagramas del movimiento de la partícula en el plano vertical (Fig.4.11) muestran cómo las ondas convertidas $P_I S$ y $P_M S$ son prácticamente perpendiculares a la fase $P_M P$ para todas las distancias. De manera que si reorientamos los sismogramas registrados, girándolos según el ángulo de incidencia de la fase $P_M P$, obtendremos dos nuevos ensamblajes: en uno de ellos las amplitudes de las fases convertidas disminuirán drásticamente y en el otro tenderán a hacerse máximas. Los resultados de aplicar un filtro de polarización tal, se muestran en la figura 4.12a y b. La figura 4.12a muestra los sismogramas orientados según la dirección de polarización de la fase $P_M P$. En este ensamblaje las fases $P_I S$ y $P_M S$ son difícilmente identificables. Podemos también observar cómo la fase $S_M S$ desaparece completamente a 20 y 40 km de distancia, debido a la polarización de dicha fase en ese rango de distancias, lineal y perpendicular a la de la fase $P_M P$. Los sismogramas orientados en dirección perpendicular a la de propagación de la fase $P_M P$ se muestran en la figura 4.12b. En este ensamblaje las fases convertidas presentan grandes amplitudes, mientras que todas las fases que alcanzan la superficie como ondas P se han atenuado, facilitando así la identificación y correlación de las llegadas S.

Para filtrar los datos elegimos la dirección de polarización de la fase $P_M P$, en vez de la de otra fase compresional, por la sencillez que presenta y las ventajas que ofrece un filtrado tal. Por una parte, la fase $P_M P$ debido a sus grandes amplitudes será, en general, la que podamos correlacionar con mayor claridad a lo largo de un ensamblaje, de manera que los ángulos de incidencia de dicha fase podrán ser encontrados con relativa facilidad. Por otra parte, al trabajar con sismogramas de amplitud normalizada, nos interesará atenuar las fases compresionales de mayor amplitud con el fin de amplificar las llegadas S de interés.

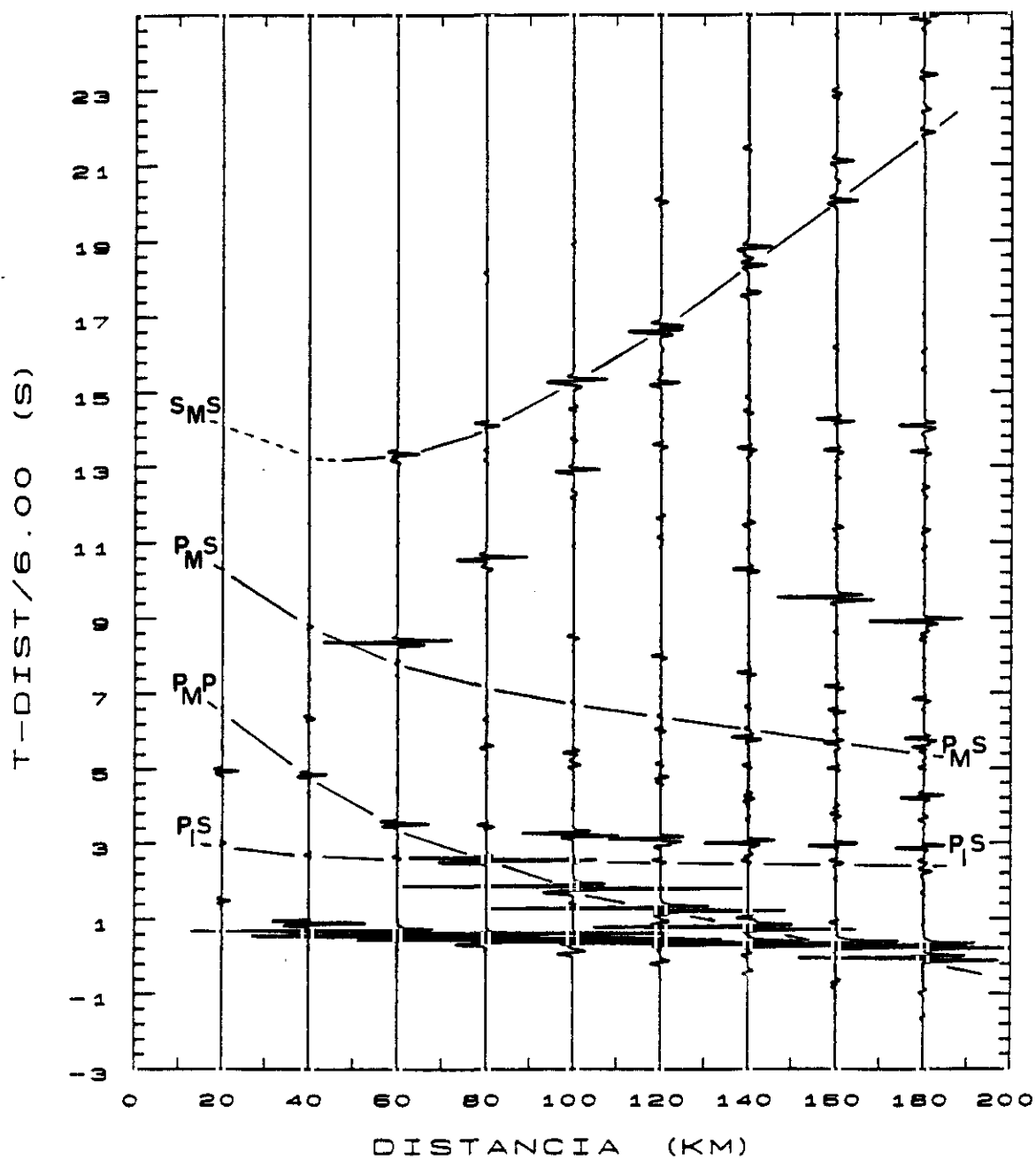


Figura 4.12. Sismogramas tratados con un filtro de polarización.
(a) Componente en la dirección de polarización de la fase $P_M P$ (ver texto)

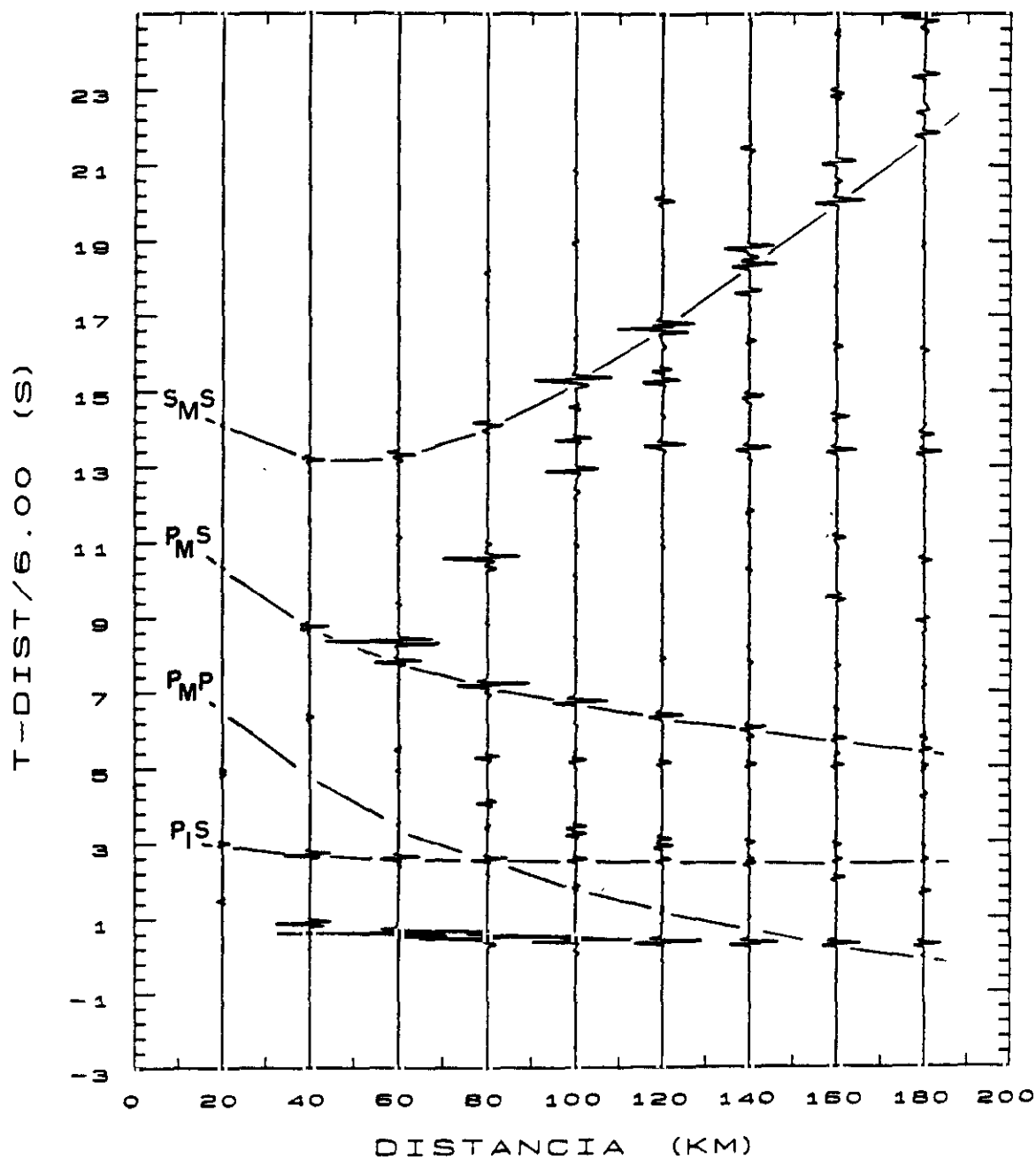


Figura 4.12(b) Sismogramas de la componente perpendicular a la dirección de propagación de la fase $P_M P$ (ver texto).

4.4.3.2 PRODUCTO DE COMPONENTES

Hemos visto anteriormente cómo el producto de las componentes vertical y radial de un sismograma puede ser utilizado para detectar el carácter P o S de una llegada determinada. El producto será siempre positivo para ondas P y negativo para ondas S subcríticas. Como las ondas convertidas inciden en superficie con ángulos menores que el crítico, podemos esperar que el producto de componentes pueda ser utilizado como un filtro separador, efectivo para este tipo de llegadas.

En la figura 4.13 vemos, cómo efectivamente, el producto de las componentes proporciona valores negativos para las trazas correspondientes a las llegadas $P_I S$ y $P_M S$ a lo largo de todo el ensamblaje.

4.4.4 Influencia de la relación de Poisson

El ángulo crítico para una onda de cizalla incidente en la superficie libre de un medio isótropo laminado viene determinado por la relación de Poisson, σ , en la capa superior del medio. Vamos a estudiar cómo varía con σ el movimiento de la partícula producido por la incidencia de una onda de cizalla.

Utilizamos la estructura de la Tabla 1, y variamos la velocidad de las ondas de cizalla en la lámina superior de manera que obtenemos un rango de valores de σ entre 0.15 y 0.35.

Los parámetros de la capa superficial para los cinco casos considerados se presentan en la Tabla 2. También se incluye, para cada valor de σ , el valor del ángulo crítico (i_c) y la distancia crítica (x_c), para la fase $S_M S$, a partir de la cual el movimiento de la partícula dejará de ser lineal y presentará una polarización elíptica.

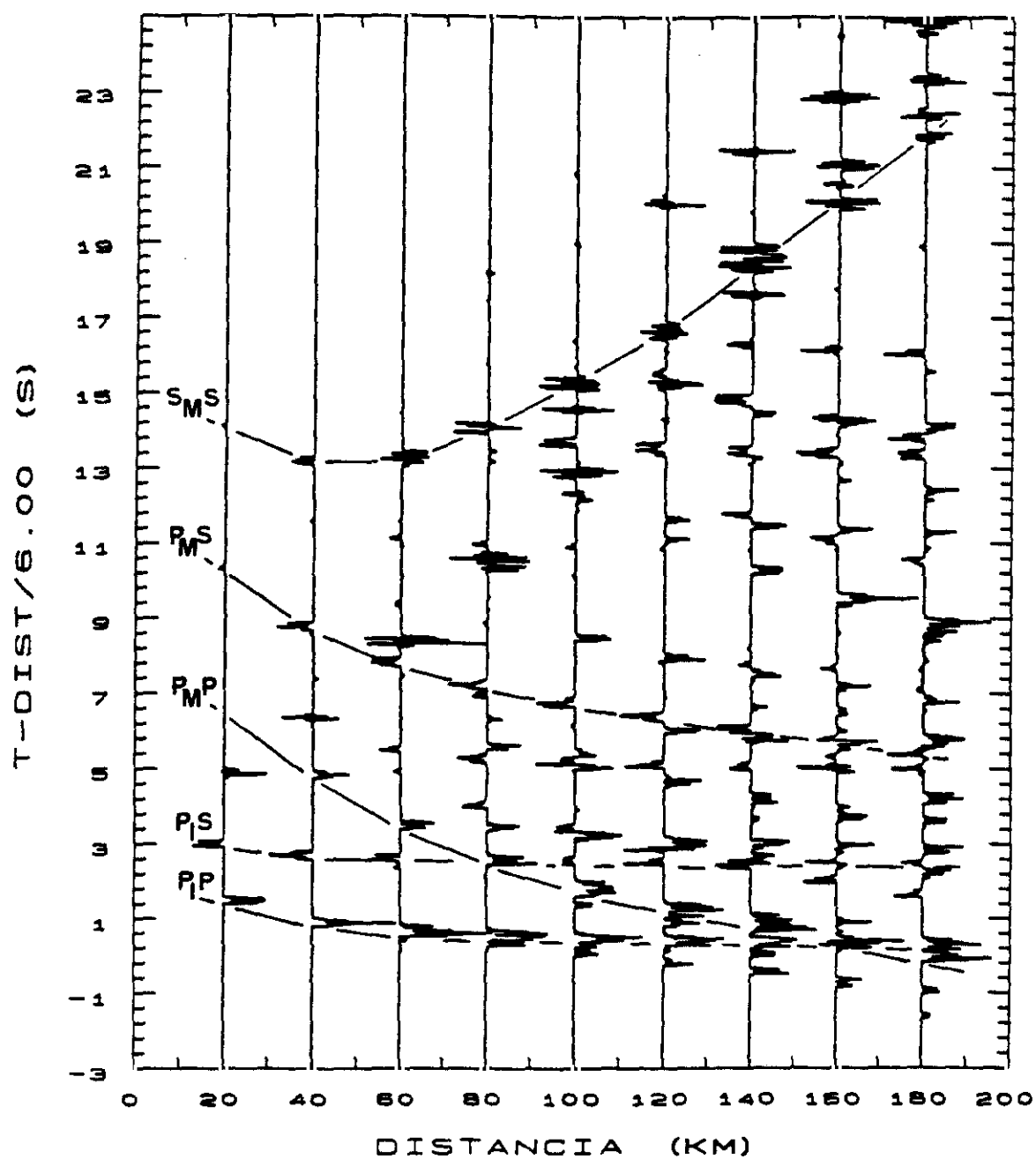


Figura 4.13. Ensamblaje resultante del producto de componentes V*R (ver texto).

TABLA 4.2
PARAMETROS DE LA CAPA SUPERFICIAL

MODELO	V_p (Km/s)	V_s (km/s)	σ	i_c ($^\circ$)	x_c ($S_H S$) (Km)
1	6.00	3.85	0.15	39.92	48.8
2	6.00	3.67	0.20	37.71	47.5
3	6.00	3.46	0.25	35.22	46.1
4	6.00	3.20	0.30	32.23	44.6
5	6.00	2.88	0.35	28.68	43.0

Se puede observar cómo el ángulo crítico disminuye cuando σ aumenta. El efecto de esto se refleja en el movimiento de la partícula, donde para valores mayores de σ la polarización en el plano vertical se hace no lineal a ángulos de incidencia menores.

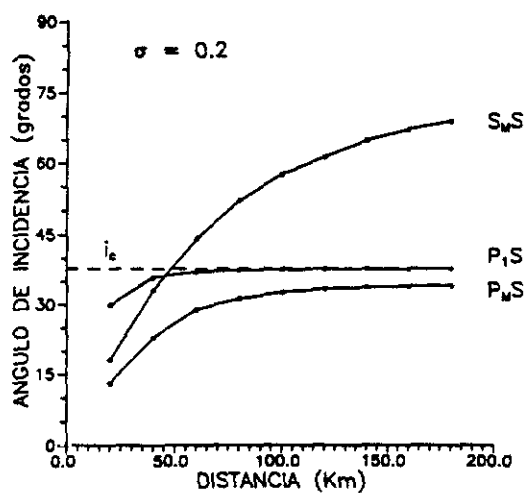
Para el rango de valores de σ considerado, el ángulo crítico, a partir del cual el movimiento de la partícula de la onda de cizalla se hace elíptico, varía aproximadamente 11° , lo que equivale en términos de distancia, a un intervalo de unos 6 Km (para la fase $S_H S$).

La variación del coeficiente de Poisson en superficie, no influye en la naturaleza de la polarización de las fases convertidas, $P_I S$ y $P_H S$, las cuales presentan para todos los valores de σ una polarización lineal en todo el rango de distancias. Vemos en la figura 4.14(a,b y c), cómo estas ondas inciden siempre en superficie con ángulos menores que el crítico. Esto es debido a la relación entre los ángulos de incidencia en la fuente (i) y en el receptor (j) para dichas fases:

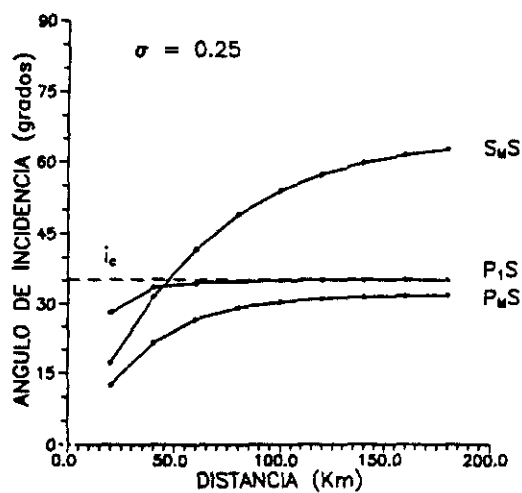
$$\text{sen } i / \alpha = \text{sen } j / \beta$$

o lo que es lo mismo:

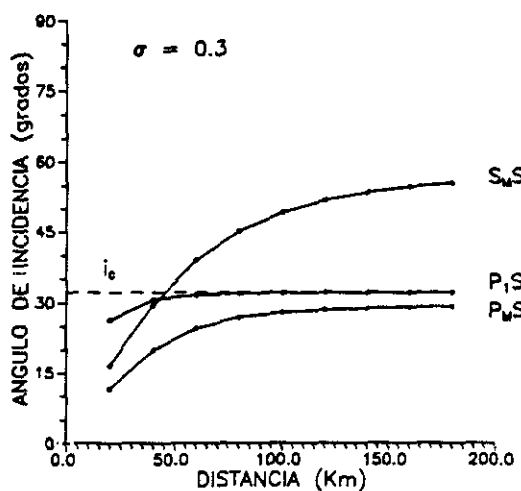
$$\text{sen } j = (\beta / \alpha) \text{sen } i$$



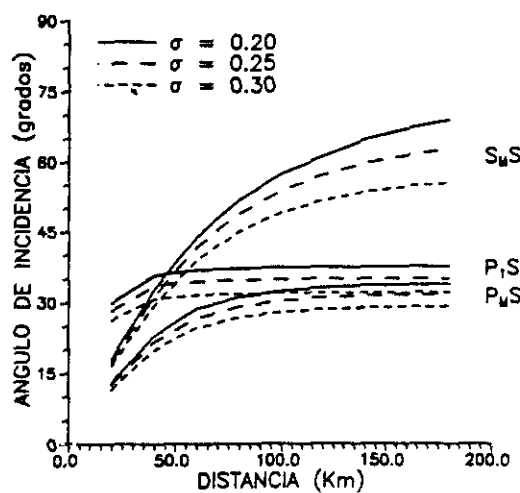
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.14. Variación del ángulo de incidencia con la distancia, para las fases $P_1 S$, $P_M S$ y $S_M S$ para distintos valores de σ .

de manera que una fase convertida sólo incidiría en la estación con un ángulo igual al crítico ($\sin^{-1} \beta/\alpha$) si saliera de la fuente con un ángulo $i = 90^\circ$.

En la figura 4.14 (d) se representa el ángulo con el que las fases $S_M S$, $P_I S$ y $P_M S$ inciden en superficie en función de la distancia. Observamos cómo el ángulo de incidencia aumenta cuando σ disminuye, es decir, cuando la corteza superior es más rápida para las ondas de cizalla.

4.5 APLICACION DEL METODO DE POLARIZACION A LOS DATOS DE GALICIA

El método de análisis de polarización de las ondas sísmicas internas, desarrollado en los apartados anteriores para datos sintéticos, será aplicado en el curso de este trabajo a los datos registrados en el experimento de Perfiles Sísmicos Profundos de Galicia (1982).

Trataremos de identificar el carácter S de una llegada a partir de los diagramas del movimiento de la partícula y de facilitar la identificación de las fases S y convertidas mediante el producto de componentes y la reorientación del sistema de coordenadas.

Los resultados obtenidos se encuentran en los capítulos siguientes. No obstante, presentamos aquí detalladamente un ejemplo del procedimiento seguido, con el fin de poner de manifiesto las dificultades y posibilidades que presenta el análisis de polarización de datos observados.

Como ejemplo mostramos el estudio realizado para el segmento central del perfil Finisterre-Sarria (figuras 2.4 y 2.5). Los ensamblajes de las componentes, transversal (T), longitudinal (L) y vertical (V), pueden verse en la figura 4.15a,b y c.

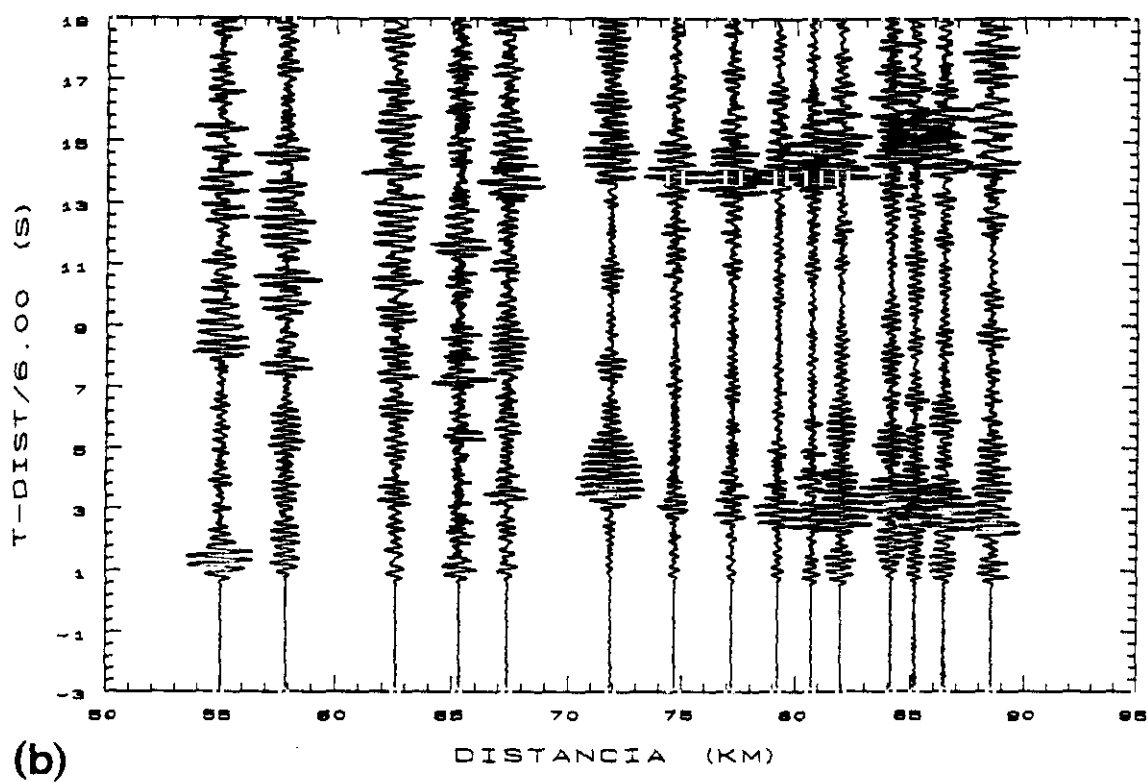
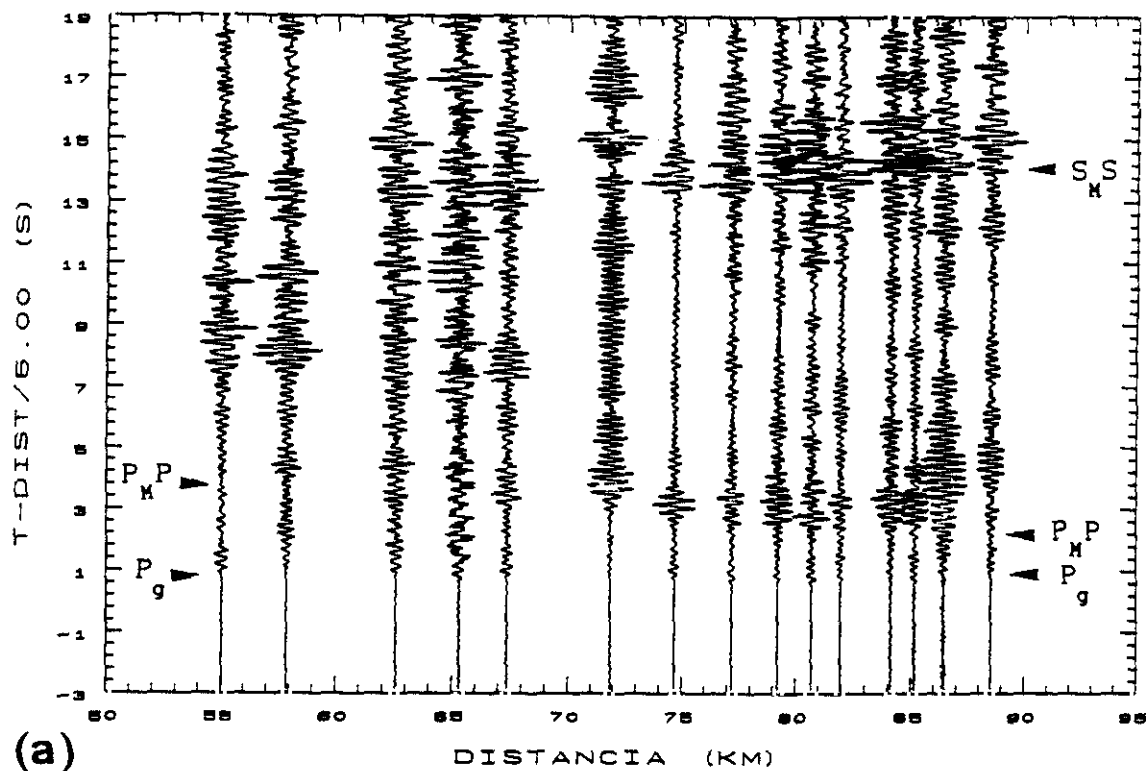


Figura 4.15. Ensamblaje normalizado y filtrado (1-12 Hz) del segmento central del perfil Finisterre-Sarria. (a) Componente transversal. (b) Componente longitudinal.

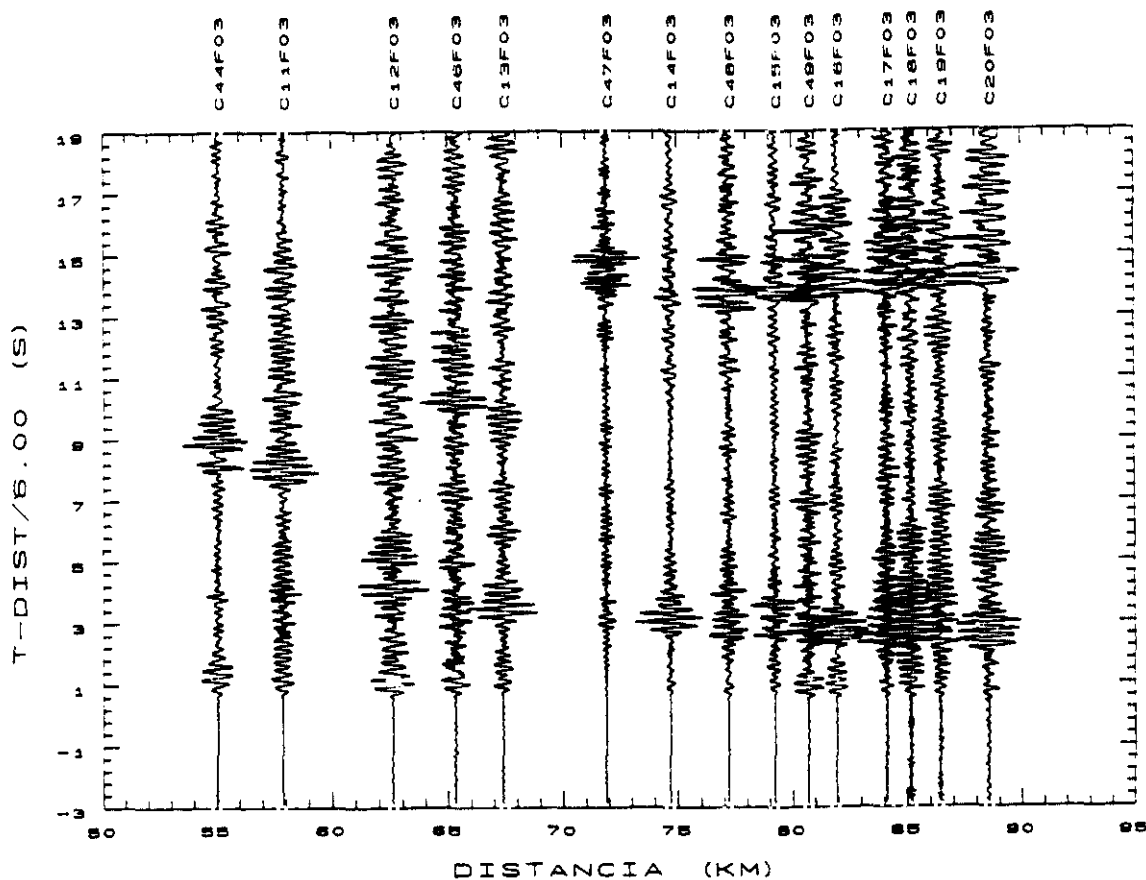


Figura 4.15(c). Componente vertical.

Iniciamos nuestro estudio dibujando los diagramas de polarización de la fase P_g , de fácil identificación, en los sismogramas. Debido al ruido de alta frecuencia contenido en los registros, el movimiento de la partícula presentaba un comportamiento irregular y complicado, por lo que antes de construir los diagramas del movimiento de la partícula filtramos nuestros sismogramas con un filtro paso-baja de (1-12) Hz. Una vez hecho esto calculamos los diagramas de polarización para la fase P_g , tanto en el plano horizontal (T-L) como en el plano vertical (L-V), (figura 4.16a).

Las componentes transversal (T), longitudinal (L) y vertical (V) de los sismogramas son las registradas en las direcciones del sistema de coordenadas propio de la estación de registro, cuya orientación en el campo debería ser la mostrada en la figura 4.17.

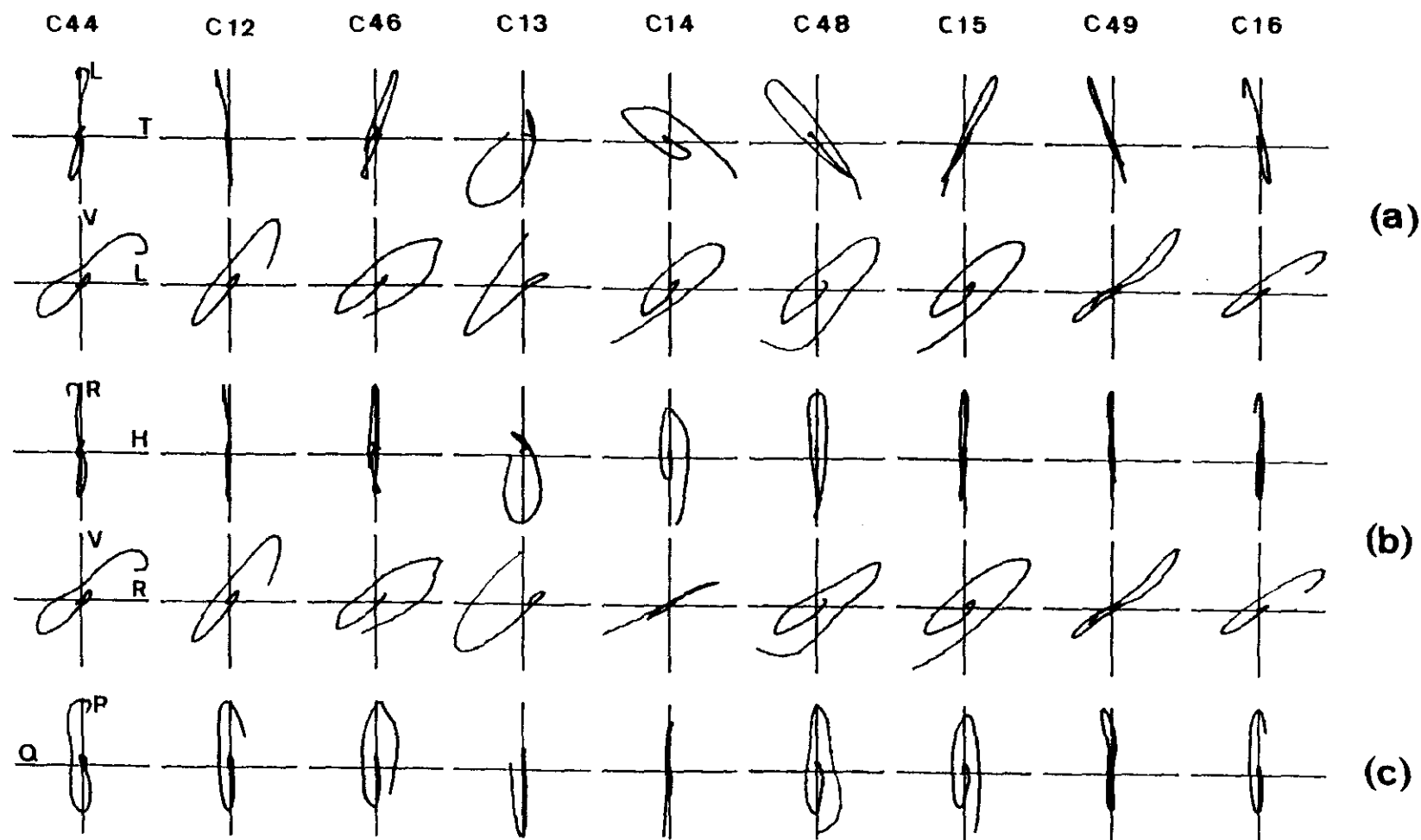


Figura 4.16. Diagramas del movimiento de la partícula de la fase P_g en los distintos sistemas de coordenadas referidos en el texto. (a) {T,L,V}; (b) {H,R,V}; (c) {H,Q,P}. Los números de la parte superior identifican los sismogramas (ver figura 4.15c).

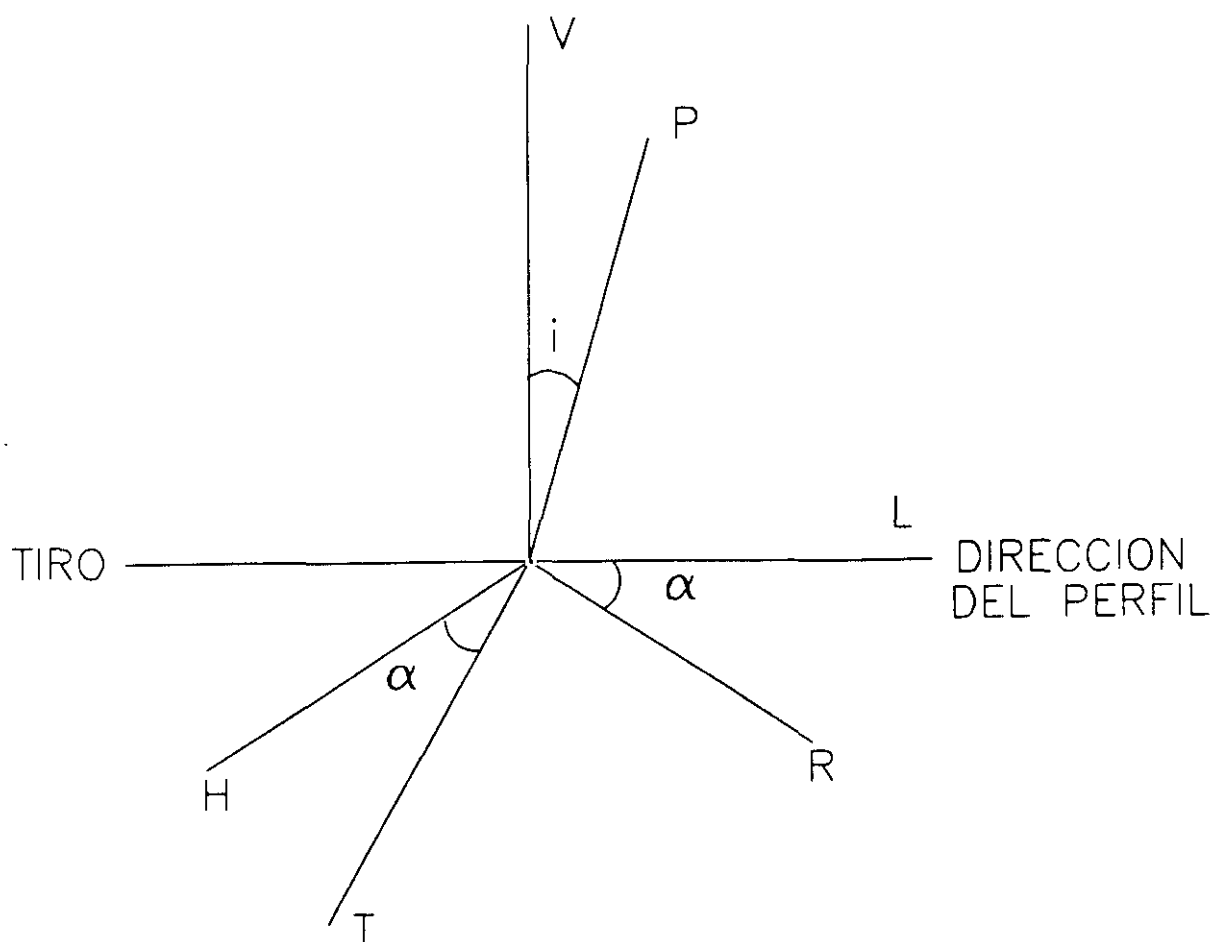


Figura 4.17. Relación geométrica entre los sistemas de ejes y ángulos de giro mencionados en el texto.

La observación de la fase P_g , una fase puramente compresional, en la componente transversal de nuestros datos, podría indicar la existencia de una considerable complejidad tridimensional en la parte superior de la corteza. Ahora bien, en la figura 4.16a podemos observar cómo la dirección del movimiento de la partícula en el plano horizontal cambia mucho a lo largo del perfil (variando incluso 70° entre dos estaciones consecutivas, C48 y C15) mientras que el movimiento de la partícula en el plano vertical, marca prácticamente una dirección única para todos los sismogramas, por lo que podemos suponer que la variación en el movimiento de la partícula en el plano horizontal no es causada por un cambio

estructural fuerte (inhomogeneidades o anisotropía) sino por una mala orientación de los sismómetros en el campo.

Suponiendo una corteza superior isótropa y lateralmente homogénea, reorientamos los sismogramas de manera que la fase P_g desaparezca en la componente transversal. La posición relativa de los dos sistemas de ejes en el plano horizontal se representa en la figura 4.18.

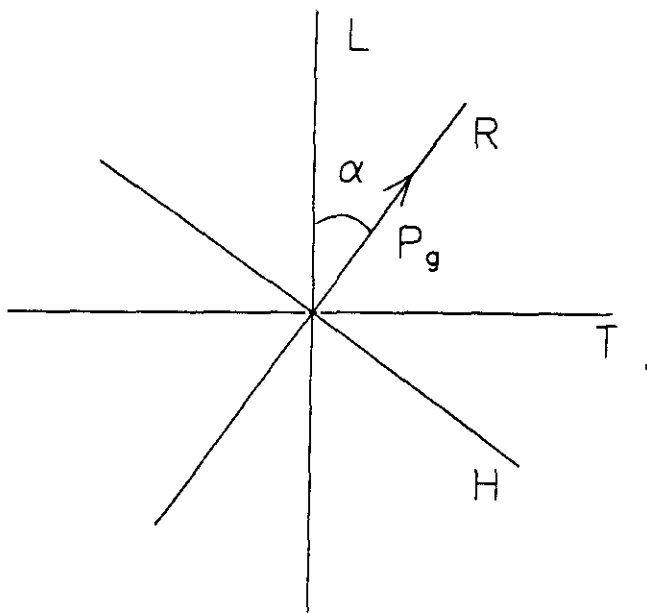


Figura 4.18. Posición relativa de los dos sistemas de ejes $\{T, L\}$ y $\{H, R\}$ en el plano horizontal. (Ver texto).

La transformación del sistema de ejes $\{T, L\}$ al nuevo sistema $\{H, R\}$ se efectúa según las ecuaciones:

$$\begin{aligned} H &= -L \operatorname{sen} \alpha + T \operatorname{cos} \alpha \\ R &= L \operatorname{cos} \alpha + T \operatorname{sen} \alpha \end{aligned} \quad (4.11)$$

donde α es el ángulo que forma la dirección de vibración, descrita por el movimiento de la partícula en el plano horizontal, con el eje L.

Los sismogramas orientados según estas nuevas direcciones se recogen en la figura 4.19a y b. Podemos observar cómo la fase P_g desaparece prácticamente en la componente H, siendo también apreciable una considerable disminución en la amplitud de la fase $P_M P$.

En la figura 4.16b se representa el movimiento de la partícula correspondiente a la fase P_g , referido a los ejes $\{H,R\}$ en el plano horizontal y $\{R,V\}$ en el plano vertical. El movimiento de la partícula está más linealmente polarizado en el plano horizontal que en el vertical; esta polarización más elíptica es indicativa de la presencia de ondas de cizalla convertidas en la parte superior de la corteza.

Aún podemos aplicar otro giro al sistema de coordenadas $\{H,R,V\}$ según el ángulo de incidencia, i , de la fase P_g , (el ángulo formado por la línea de vibración y el eje vertical), obteniendo así el sistema de coordenadas intrínseco del rayo para dicha fase en cada estación, $\{H,Q,P\}$. Esta transformación ya fue formulada en el apartado anterior, (ecuaciones 4.10). El movimiento de la partícula, correspondiente a la fase P_g , en el plano (Q-P) es el representado en la figura 4.16c.

Para cada perfil, en función del aspecto que presenten los ensamblajes y de las fases en que centremos nuestro interés, buscaremos los ángulos que proporcionen el sistema de coordenadas más eficaz para la separación e identificación de fases.

Ya hemos hablado de la importancia e interés del estudio de las fases convertidas y de cómo un análisis y filtrado de polarización puede facilitar su identificación en un ensamblaje.

La observación de reflexiones $P_M P$ subcríticas en el perfil Finisterre-Sarria sugiere la posibilidad de que aparezca una fase convertida $P_M S$ en el rango de distancias que estamos considerando. En los ensamblajes originales (Fig. 4.15) no es fácil identificar dicha fase. Sin embargo, después de la reorientación de los ejes, es posible correlacionar en la componente radial (Fig. 4.19b) unas llegadas que por sus tiempos de recorrido y velocidad aparente podrían constituir la fase

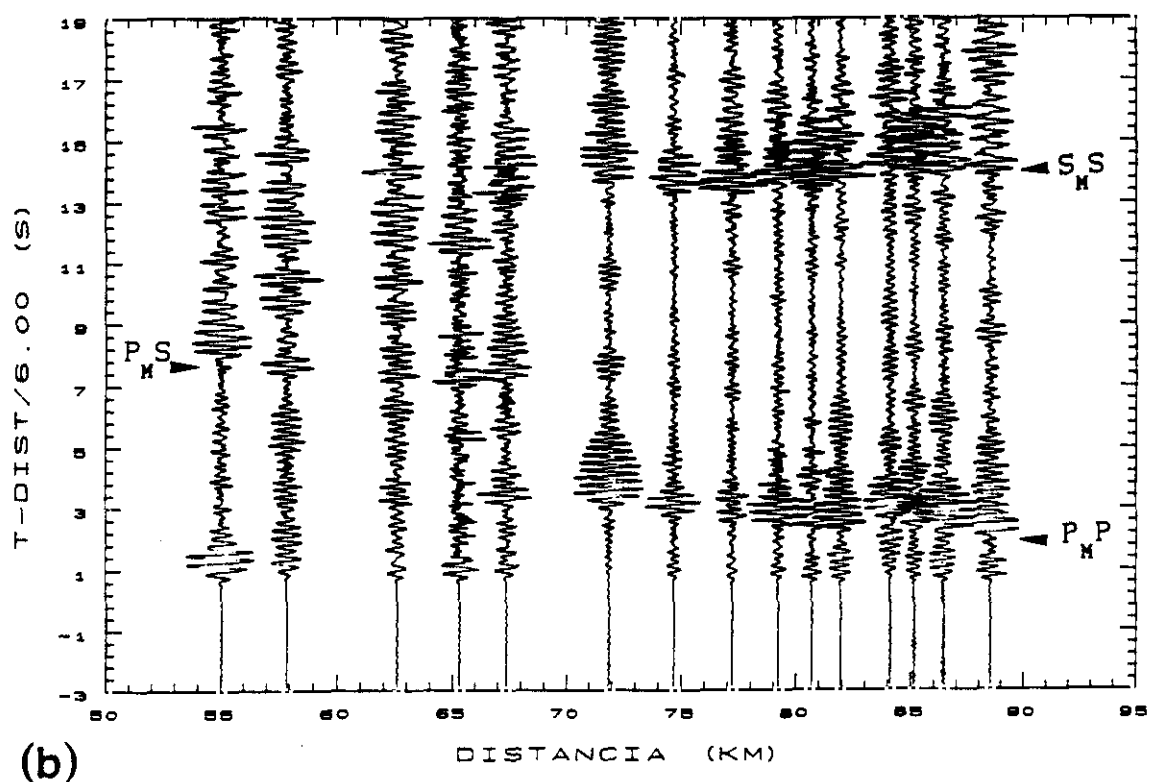
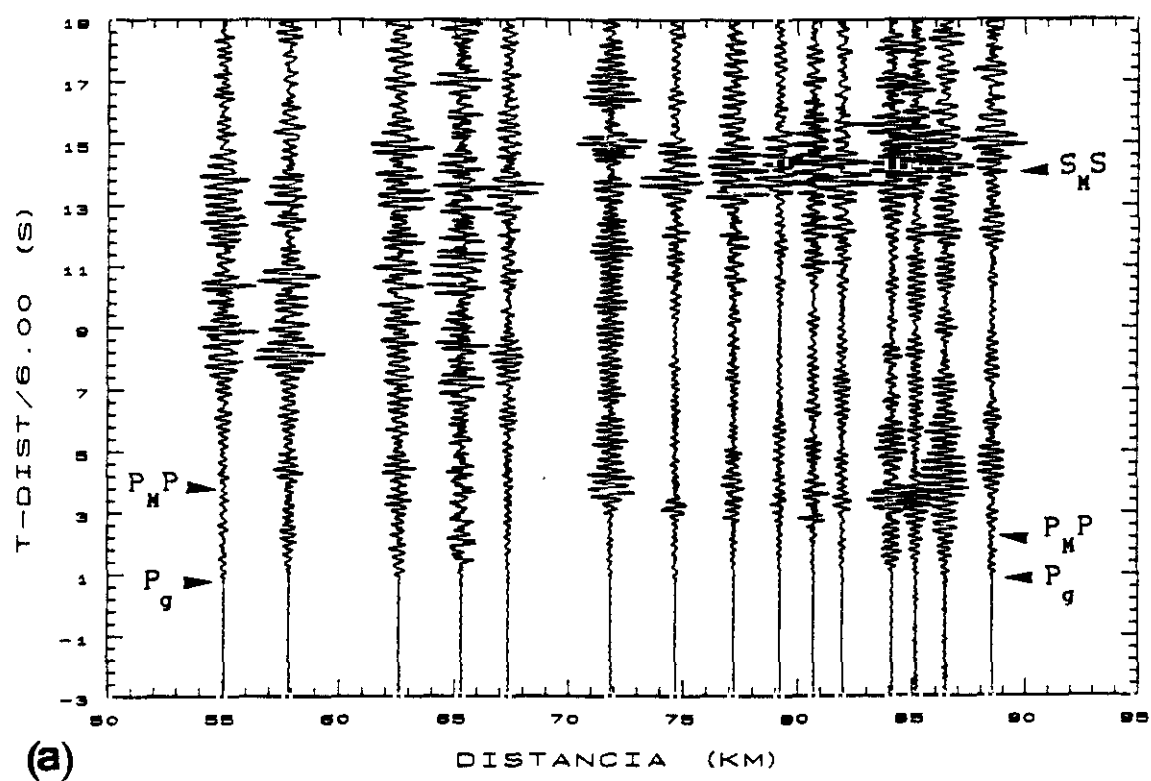


Figura 4.19. Ensamblaje del segmento central del perfil Finisterre-Sarria. (a) Componente H; (b) componente R (ver texto).

$P_M S$. (La búsqueda de esta fase en la componente radial de los registros ya fue recomendada por Jacob y Booth en 1977).

El producto de las componentes vertical y radial, mostrado en la figura 4.20, corrobora la existencia de dicha fase, indicando el signo de la polaridad que se trata de una onda S. El carácter S de la llegada aún puede ser confirmado por el movimiento de la partícula.

Hemos visto, por tanto, cómo, a pesar de las dificultades que supone el trabajar con datos observados, es posible mediante un análisis y filtrado de polarización facilitar, mejorar y confirmar la identificación de las diferentes fases presentes en nuestros registros.

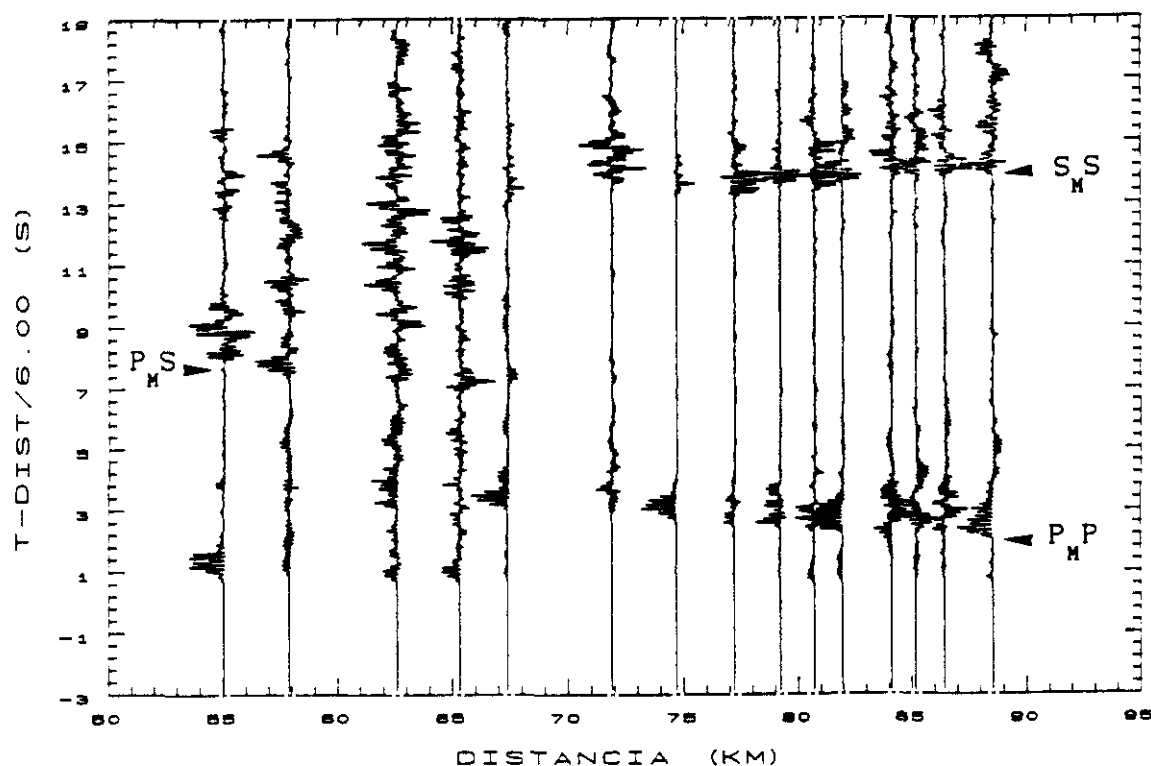


Figura 4.20. Perfil Finisterre-Sarria. Ensamblaje resultante del producto de componentes V*R.

CAPITULO 5

ANALISIS E INTERPRETACION DE AMPLITUDES

5.1 INTRODUCCION

Para poder obtener, en un estudio de refracción sísmica, un modelo preciso y realista de la corteza terrestre, es necesario considerar toda la información contenida en los datos.

Ya en los años setenta (y finales de los sesenta) muchos investigadores demostraron que se puede realizar mejoras en la interpretación sísmica modelando las amplitudes de las ondas de los sismogramas (Helmberger, 1968; Helmberger y Morris, 1969, 1970; Müller, 1968, 1970, 1971; Fuchs, 1970; Fuchs y Müller, 1971). No obstante, hasta hace pocos años, la mayoría de las interpretaciones de los datos observados en refracción sísmica se ha limitado a tiempos de recorrido.

En este trabajo, el desarrollo de un modelo velocidad-profundidad para ondas compresionales y de cizalla se basará, no sólo en la información de los tiempos de recorrido sino también en la interpretación de las amplitudes de las ondas.

Antes de poder interpretar las amplitudes observadas en los sismogramas hay que tener en cuenta una gran cantidad de factores, como por ejemplo, el tipo de fuente sísmica, la respuesta instrumental o los efectos de la superficie libre, que modifican el comportamiento de las amplitudes que nos interesan, en el sentido de que las amplitudes observadas no son las que esperaríamos a partir de la distribución de velocidades.

Vamos a analizar en este capítulo dichos factores y su influencia en el comportamiento de las amplitudes de las ondas internas.

5.2 LA FUENTE SISMICA

En la sismica de refracción se usan, generalmente, como fuente de producción de energía, cargas que son explosionadas o bien en perforaciones o bien en agua.

Como modelo matemático para la fuente se suele adoptar el de una fuente puntual, con un potencial de ondas de compresión con simetría radial. Se supone, además, que la fuente se encuentra en un medio homogéneo e infinito. Una fuente semejante sólo emite ondas de compresión independientes del ángulo.

Puesto que bajo las condiciones supuestas no se originan esfuerzos de cizalla, con una fuente puntual explosiva de este tipo no se irradiarán ondas S.

Para explicar la importante cantidad de energía de cizalla observable en la práctica se pueden proponer dos posibilidades:

1. Generación directa de ondas de cizalla, lo que implica un modelo de fuente menos simplificado que el descrito anteriormente.
2. Generación indirecta de ondas de cizalla, por conversión de ondas compresionales.

Analizaremos a continuación ambos mecanismos.

5.2.1 Radiación directa de ondas de cizalla

La generación directa de ondas S, para una explosión en "agujero", fué predicha matemáticamente por Heelan (1953), considerando como modelo de fuente una cavidad cilíndrica de longitud finita contenida en un medio infinito, elástico y homogéneo. Las paredes verticales del cilindro se

suponen sometidas a esfuerzos que son simétricos alrededor del eje vertical, uniformes en el sentido de que tienen el mismo valor instantáneo en todos los puntos y de duración finita (ver Fig. 5.1). Este modelo, aún idealizado de fuente, al tener en cuenta las condiciones reales en la práctica (carga alargada en "agujero profundo") es desde el punto de vista de la simetría (cilíndrica y no esférica) y del volumen finito de la fuente, más realista que una fuente puntual.

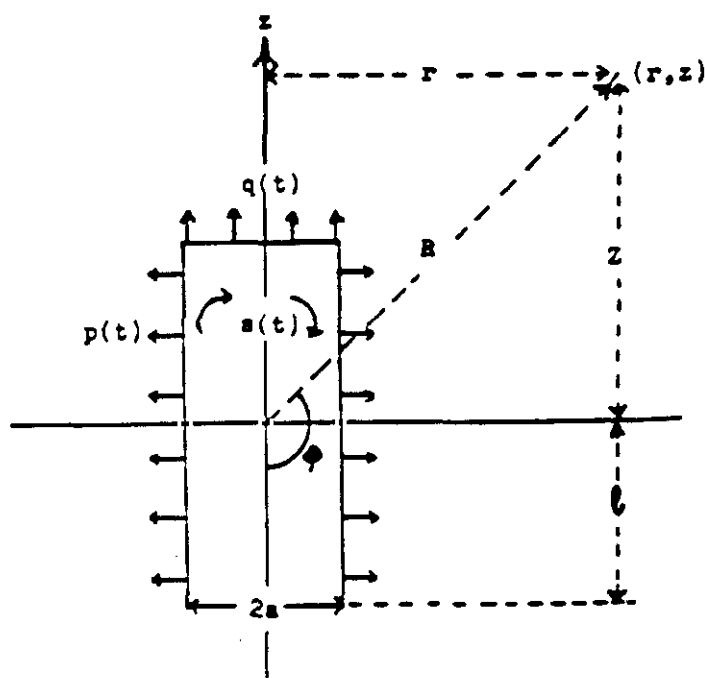


Figura 5.1. Fuente cilíndrica de longitud finita. (Según Heelan, 1953).

La figura 5.2 muestra la variación angular de la amplitud de las ondas P y SV irradiadas por esta fuente cilíndrica de longitud finita, cuando la fuente es sometida a una presión $p(t)$ (Fig. 5.2 a) y a un esfuerzo vertical $q(t)$ (Fig. 5.2 b). La variación angular de la amplitud de las ondas SH generadas cuando la fuente es sometida a un esfuerzo de cizalla horizontal $s(t)$, se muestra en la figura 5.3.

Si en la figura 5.2 nos fijamos en el rango de ángulos comprendido entre 5° y 45° , dentro del cual se emiten desde la fuente los rayos utilizados generalmente en la sismica de refracción, podemos observar

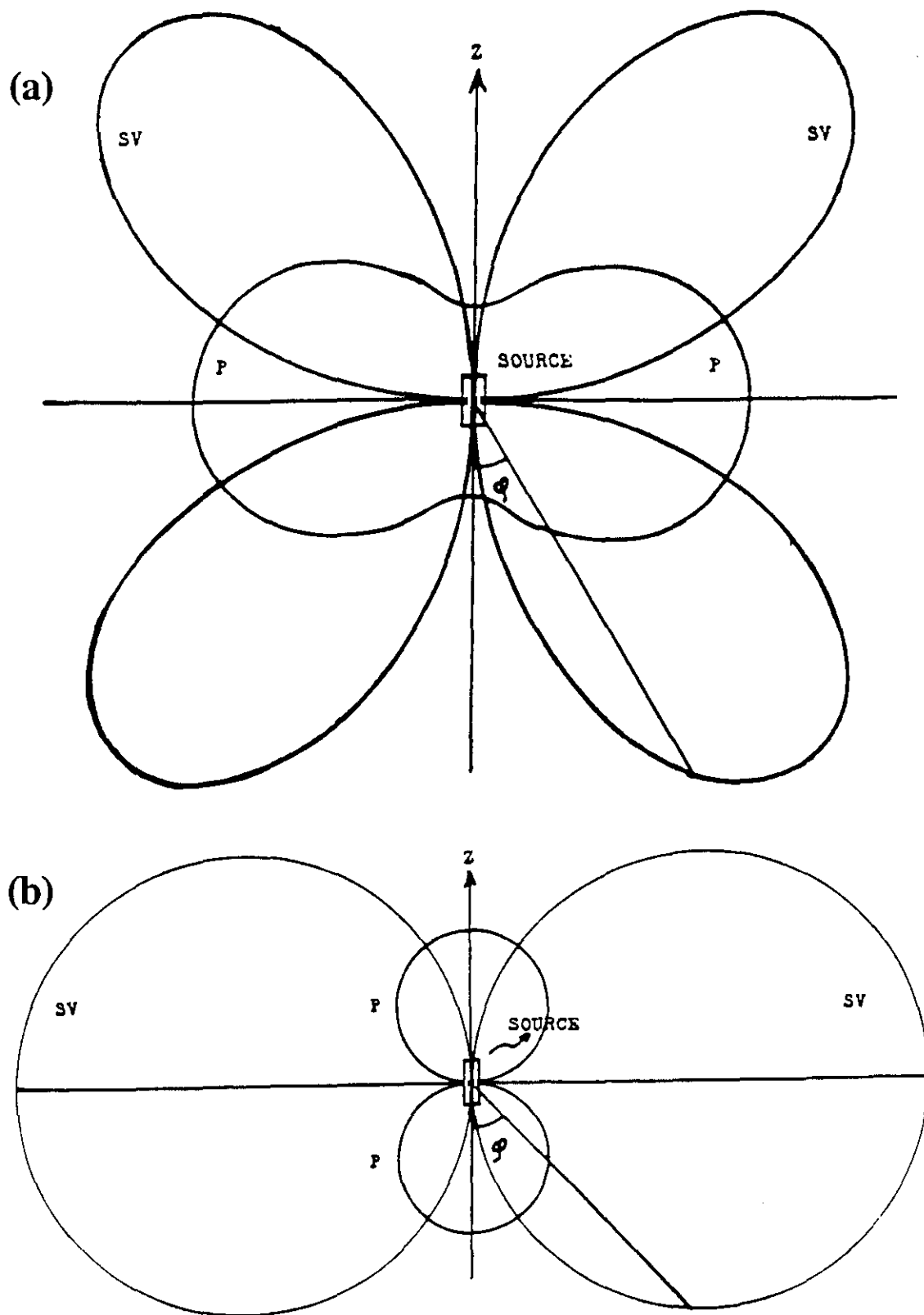


Figura 5.2. Variación angular de la amplitud de las ondas P y SV radiadas por una fuente cilíndrica sometida a: **a)** una presión y **b)** un esfuerzo de cizalla vertical. (Según Heelan, 1953)

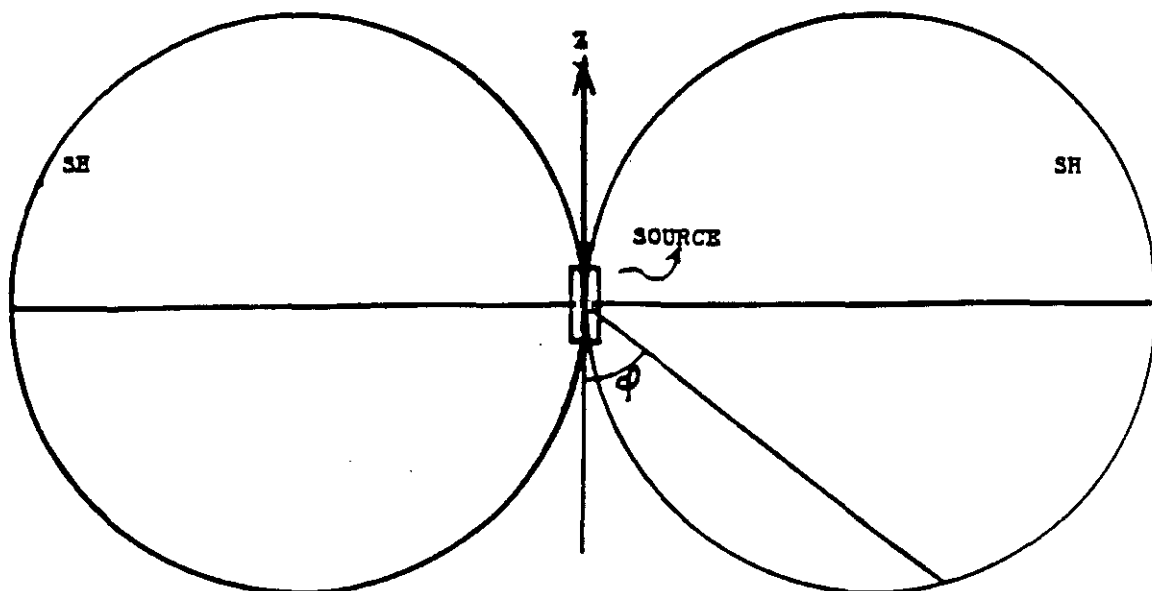


Figura 5.3. Variación angular de la amplitud de las ondas SH radiadas por una fuente cilíndrica sometida a un esfuerzo de cizalla horizontal. (Según Heelan, 1953).

cómo la dependencia angular de la radiación es grande para ondas S y pequeña para ondas P. Cuando la fuente es sometida a una presión (Fig. 5.2 a), la relación de amplitudes de las ondas irradiadas a 45° y a 5° es de 4 a 1 para ondas de cizalla y de 2 a 1 para ondas P.

La partición de energía entre las ondas compresionales y las ondas de cizalla, generadas por la aplicación de una presión lateral $p(t)$ a las paredes de una fuente cilíndrica, es un problema de gran interés puesto que representa el caso ideal de una carga detonada en un agujero. Según Heelan, en este caso, el 60 por ciento de la energía se emite como SV y sólo el 40 por ciento como energía P. Además la energía SV es emitida en direcciones que forman ángulos de 45° con el eje de la fuente, siendo la amplitud máxima 1.6 veces la amplitud máxima de la P (Fig. 5.2a).

Si se supone que sobre el cilindro no se ejerce una presión sino una tensión vertical, entonces el patrón de irradiación para las ondas P y S es diferente (Fig. 5.2b), asemejándose al de una fuerza aislada vertical (Pilant, 1979). Los resultados de Sherwood (1958) y los de Gupta y

Kisslinger para ondas Rayleigh (1964) y para ondas internas (1966) muestran que una explosión superficial que no cause ruptura en la superficie puede ser representada por una fuerza vertical.

En la realidad la irradiación será mucho más compleja, puesto que en una fuente real junto a la presión aparecen esfuerzos de cizalla orientados (White, 1965), de manera que se superpondrán varios efectos, lo que probablemente cause una reducción de la dependencia angular de la radiación total.

Basándose en el resultado teórico de Heelan, White y Sengbush (1963) demostraron experimentalmente la generación, por medio de fuentes explosivas, de ondas S de gran amplitud. Sus resultados muestran, para cargas pequeñas, una fuerte directividad de las ondas S irradiadas a lo largo del eje vertical (en contradicción con los valores teóricos previstos), originada, según los autores, por las ondas de presión que se generan en el fluido contenido en la perforación. Sus resultados muestran también que la relación entre las amplitudes de las ondas de cizalla y las compresionales generadas por una fuente explosiva, depende del tamaño de la carga. Estos resultados, así como los de otros trabajos experimentales que confirman la generación de ondas S en fuentes explosivas (por ejemplo, Kisslinger et al., 1961; Geyer y Martner, 1969), muestran cómo en la práctica son numerosos los factores que determinan el patrón de irradiación de las ondas de cizalla. Cómo y cuánto influyen factores tales como el tamaño y la profundidad de la carga o las características de la perforación, en la amplitud y directividad de las ondas de cizalla generadas directamente en la fuente, son cuestiones a las que, con el nivel de conocimientos actual, no se puede responder con exactitud. Por tanto, parece tener poco sentido utilizar modelos teóricos de fuente complejos como el de Heelan, para describir la irradiación de las ondas S.

Ahora bien, aunque los cálculos de Heelan sean sólo una aproximación, su trabajo demuestra claramente que, en las condiciones bajo las cuales se detonan normalmente las cargas en perforaciones, debían producirse fuertes ondas de cizalla.

5.2.2 Radiación indirecta de ondas de cizalla

Junto al mecanismo de irradiación directa, existe otra posibilidad de producción indirecta de ondas de cizalla. Esta posibilidad consiste en la conversión a onda S, de una onda P incidente en una discontinuidad. Entendemos por discontinuidad la superficie frontera que separa dos medios con propiedades elásticas diferentes.

En el caso de explosiones bajo el agua es indispensable considerar este mecanismo de generación indirecta de ondas S, pues es bien sabido que la generación y propagación de ondas de cizalla en un fluido no es posible.

La transición agua del mar-fondo marino constituye una discontinuidad clara, en la que podemos esperar que se produzcan conversiones de ondas P a ondas S.

La mayor parte de los trabajos referentes a la relación de energía de ondas sísmicas reflejadas y refractadas en discontinuidades, tratan principalmente los casos en los que una onda incide en una discontinuidad entre dos medios sólidos. La generación de ondas de cizalla por conversión de una onda P incidente en una discontinuidad líquido/sólido fue calculada por Ergin (1952), quien estudió la relación de energía de las ondas resultantes de la incidencia de una onda P en el suelo oceánico. Los resultados obtenidos para la energía SV refractada se muestran en la figura 5.4. Se calculó la energía para tres diferentes relaciones de velocidad compresional y de cizalla en el medio sólido: $V_p/V_s = 1.6, 1.7, 1.8$ (curvas 1, 2 y 3 respectivamente, en la figura 5.4). Estas relaciones de velocidad corresponden a valores de la relación de Poisson, σ , comprendidos entre 0.18 y 0.277, que, como más adelante veremos, son del orden de las encontradas en nuestro modelo.

En la figura 5.4 podemos observar, cómo para un ángulo de incidencia de la onda P menor que el ángulo crítico α_c (ángulo crítico para ondas P: toda la energía se refleja; no existen rayos transmitidos en el medio sólido) la proporción de energía de las ondas S refractadas aumenta de

forma prácticamente lineal. Cuando el ángulo de incidencia se aproxima al valor α_c , la energía refractada S desciende bruscamente hasta hacerse cero. Para valores ligeramente mayores del ángulo de incidencia, la energía refractada S crece rápidamente, alcanzando valores superiores a los obtenidos con ángulos menores que α_c . A partir de aquí la energía disminuye lentamente y para valores próximos a β_c (ángulo crítico para las ondas S) la energía tiende rápidamente a cero. Para ángulos superiores a β_c sólo existen ondas P reflejadas en el agua.

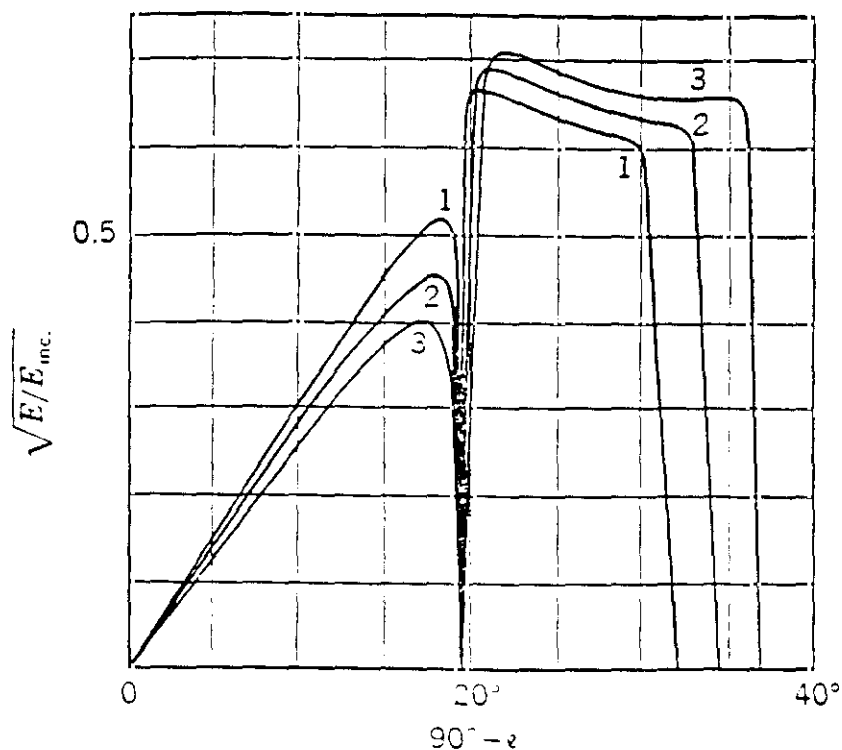


Figura 5.4. Raíz cuadrada de la relación de energía SV refractada y P incidente en una discontinuidad líquido/sólido, en función del ángulo de incidencia. Se representan diferentes relaciones de velocidad V_P/V_S (ver texto). (Según Ergin, 1952)

Es evidente que son los ángulos críticos de incidencia (y por tanto, el contraste de velocidad del agua frente al medio sólido) los factores que gobiernan el proceso de generación de ondas de cizalla en el caso de explosiones bajo el agua.

La presencia de dos ángulos críticos en el trabajo de Ergin (1952) implica el haber supuesto que la velocidad de las ondas P en el agua (V_{P1}) es menor que la velocidad de las ondas S en el medio sólido (V_{S2}). Ahora bien, en muchas de las áreas del mundo cubiertas por agua, los materiales del fondo consisten en sedimentos clásticos poco consolidados. La velocidad de cizalla para dichos sedimentos se ha observado que es mucho menor que la velocidad de las ondas P en el agua (Hamilton, 1976).

Kim y Seriff (1992), suponiendo que $V_{S2} \ll V_{P1}$, obtuvieron la siguiente expresión aproximada para el coeficiente de conversión, T_{PS} , de una onda incidente P en agua:

$$T_{PS} \approx F V_{S2} \quad (5.1)$$

donde:

$$F = \frac{-4\rho_1 \sin\theta_{1P}}{\rho_1 V_{P1} / \cos\theta_{1P} + \rho_2 V_{P2} / \cos\theta_{2P}}$$

$$\frac{\sin\theta_{1P}}{V_{P1}} = \frac{\sin\theta_{2P}}{V_{P2}}$$

Como se puede observar, la expresión de F es independiente de la velocidad de cizalla: Es una función del ángulo de incidencia (θ_{1P}) y de los parámetros elásticos restantes: V_{P1} , V_{P2} , ρ_1 y ρ_2 . (Los subíndices 1 y 2 corresponden al agua y al sólido, respectivamente). Puesto que estos parámetros son razonablemente independientes de V_{S2} , se obtiene una relación muy sencilla para el coeficiente de conversión en función de la velocidad de cizalla:

$$T_{PS} \propto V_{S2} \quad (5.2)$$

Es decir, la relación entre la amplitud del desplazamiento de la partícula de la onda S convertida (transmitida) y la de la onda P incidente, será proporcional a la velocidad de cizalla en los sedimentos del fondo marino.

Más adelante, al analizar nuestros datos, veremos claramente la

importancia de la naturaleza del fondo marino en la generación por conversión y en la amplitud de las ondas S registradas en nuestros sismogramas.

En tierra firme las ondas de cizalla se generan indirectamente, no sólo en discontinuidades profundas sino también por reflexión de las ondas compresionales en la superficie de la tierra. La superficie libre se comporta como una fuerte discontinuidad y como un reflector perfecto que actúa como generador de ondas S. Fertig (1984) demostró, experimental y numéricamente, que puede generarse una importante energía S por conversión de ondas P en la superficie libre y que estas ondas convertidas se parecen enormemente a las ondas S generadas por una fuerza individual cuando la profundidad de la fuente es mucho menor que la longitud de onda dominante.

Aplicando las condiciones de contorno de esfuerzos nulos en la superficie libre se obtiene un sistema de ecuaciones, a partir del cual podemos calcular los coeficientes de reflexión para una onda P incidente.

Los coeficientes de reflexión pueden clasificarse (Young y Braille, 1976) en tres tipos básicos según relacionen: Amplitudes de desplazamiento, amplitudes de potenciales o energías. En este último caso, el coeficiente de reflexión representa la relación entre la energía de la onda reflejada y la energía de la onda incidente.

En la figura 5.5 se muestran los coeficientes de reflexión (en forma de raíz cuadrada de la relación de energía) para una onda incidente P en la superficie libre, para diferentes valores del ángulo de incidencia. Podemos observar cómo para valores grandes del ángulo de incidencia se refleja principalmente energía SV.

Como la velocidad de las ondas S es menor que la de las ondas P, la energía SV será reflejada con un ángulo j respecto a la vertical menor que el ángulo de incidencia. Para un ángulo de incidencia P máximo de 90° y una relación de velocidades V_p/V_s de $\sqrt{3}$ (es decir, para un valor del

coeficiente de Poisson, σ , de 0.25), el ángulo de emisión, j , de ondas S es de 35° .

El rango de ángulos hasta 35° cubre en gran medida los ángulos de emisión que tienen lugar en la sismica de refracción, de manera que la reflexión en la superficie libre puede ser considerada como un mecanismo de gran importancia en la producción de ondas S, tanto por el tamaño de la conversión PS como desde el punto de vista del rango de ángulos.

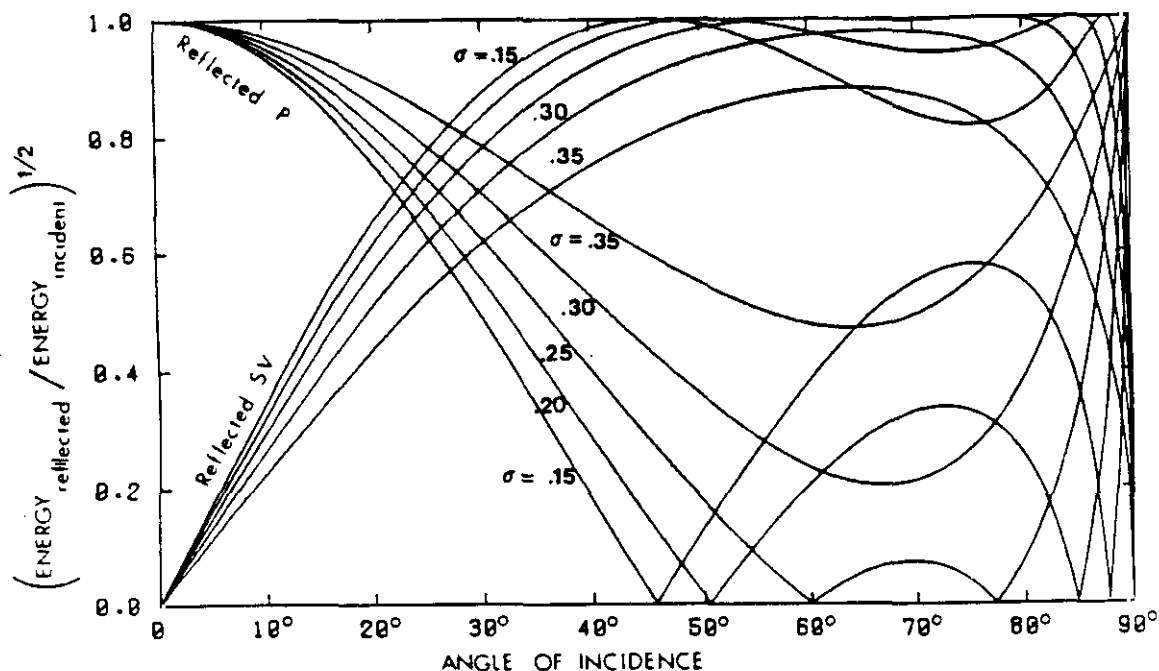


Figura 5.5. Variación con el ángulo de incidencia de la raíz cuadrada de las relaciones de energía de las ondas P y SV reflejadas en la superficie libre y una onda P incidente. La relación de Poisson, σ , varía entre 0.15 y 0.35. (Según Pilant, 1979).

En resumen , probablemente las ondas S se producen en gran medida por conversión en grietas, inhomogeneidades pequeñas y discontinuidades fuertes (como el fondo marino o la superficie libre) en el entorno cercano a la fuente. Ahora bien, se desconoce en gran medida el mecanismo de conversión, la cantidad de energía S producida de manera

indirecta del total emitido y el patrón de radiación, entendido como la dependencia angular de la radiación. Debido a las dificultades para determinar cuantitativamente las ondas S producidas indirectamente en las cercanías de la fuente, generalmente se las considera como ondas S emitidas directamente por la fuente (Lash, 1980).

En este trabajo supondremos, en principio, que todas las ondas compresionales y de cizalla son radiadas directa y uniformemente desde la fuente.

Para ondas P permanece aproximadamente válida la suposición de radiación independiente del ángulo, incluso con modelos de fuente complejos como el de Heelan.

El mecanismo de producción de ondas S, como hemos visto, puede provocar una fuerte directividad en la radiación; sin embargo, podemos esperar una menor dependencia angular debido a la probable actuación conjunta de varios efectos en la generación de ondas S.

5.3 LA RESPUESTA INSTRUMENTAL

Los sismómetros, que detectan la energía sísmica que llega a un punto determinado de la superficie terrestre, no registran el movimiento real del suelo sin modificarlo. La amplitud de las ondas sísmicas puede verse distorsionada por las características instrumentales propias de cada estación de registro y por el acoplamiento del geófono con el suelo.

La función de transferencia de amplitudes de los equipos standard utilizados en Perfiles Sísmicos es aproximadamente plana en el rango de frecuencias entre 2 y 50 Hz (Berckhemer, 1976), dentro del cual se encuentran todas las frecuencias de interés de nuestros datos.

Por otra parte el acoplamiento del geófono con el suelo, que depende de factores tales como la firmeza del terreno y el emplazamiento del

sismómetro, produce en el caso de geófonos verticales frecuencias de resonancia en el rango entre 100 y 500 Hz, según la localización. En geófonos horizontales el contacto del geófono con el suelo influye más en la frecuencia de resonancia que la rigidez del terreno (Krohn, 1984); cuando el geófono está firmemente asentado en el suelo la frecuencia de resonancia es de nuevo superior a los 100 Hz.

Como en el experimento de Galicia los sismómetros fueron emplazados sobre roca o enterrados y como las frecuencias de las ondas P y S se encuentran por debajo de los 25 y 15 Hz, respectivamente, podemos suponer que la amplitud de la señal sísmica no se ha visto alterada por los factores mencionados en este apartado.

5.4 EL EFECTO DE LA SUPERFICIE LIBRE

El movimiento registrado por los geófonos situados en la superficie libre de la tierra, es el resultante de la superposición de las ondas incidentes con las reflejadas.

La figura 5.6 muestra la variación con el ángulo de incidencia del movimiento del suelo resultante de la reflexión de las ondas P y SV, en el caso de una onda incidente P (Fig. 5.6a) y en el caso de una onda incidente SV (Fig. 5.6b y c).

Para ondas incidentes P, las componentes vertical y horizontal del movimiento del suelo se comportan en un rango angular amplio como funciones seno y coseno. Sin embargo, para ondas incidentes SV el comportamiento es más irregular y complicado, produciéndose en torno a los 35° (según el valor de la relación de Poisson, σ) un cambio brusco en el valor del movimiento de la partícula en la superficie libre.

Para ondas incidentes SV la componente vertical del movimiento del suelo tiene (para $\sigma = 0.25$) un valor cero a 35° , mientras que para este valor del ángulo de incidencia la componente horizontal presenta un

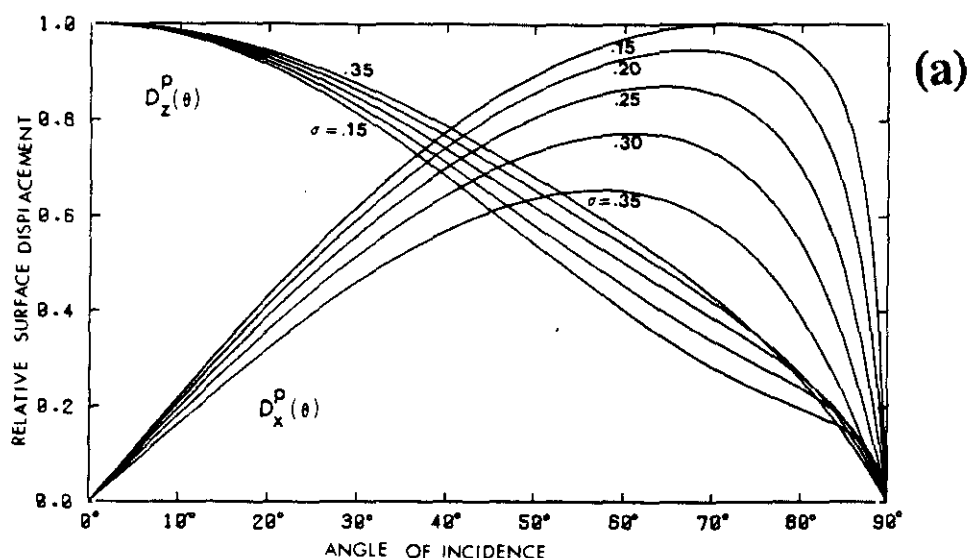


Figura 5.6. Variación con el ángulo de incidencia de las componentes horizontal (X) y vertical (Z) del movimiento relativo del suelo, para ondas planas incidentes (a) P, (b y c) SV en la superficie libre. La relación de Poisson, σ , varía entre 0.15 y 0.35. (Función directividad, según Pilant, 1979).

máximo. La componente horizontal se hace cero a 45° y permanece muy pequeña entre 45° y 90° . Estos pequeños valores para ángulos de incidencia por encima de 45° tienen un significado importante para la interpretación de las amplitudes de las ondas S. Cuando inciden en superficie fases S bajo estos ángulos, el geófono horizontal registrará poca energía incluso si las fases S emergen de la corteza con amplitudes grandes. Por otra parte las amplitudes aumentarán cuando el ángulo de incidencia se encuentre en torno al valor angular del máximo.

Estas variaciones en la amplitud de las ondas S pueden llevar a conclusiones erróneas sobre la distribución de velocidades en la corteza, por lo que deberá investigarse el ángulo de incidencia de las ondas S antes de una interpretación de ondas de cizalla.

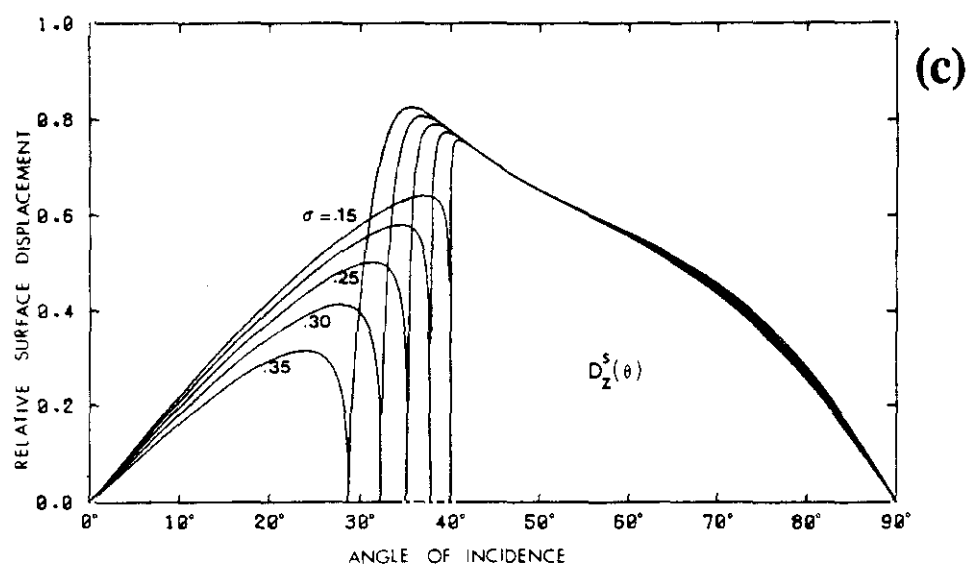
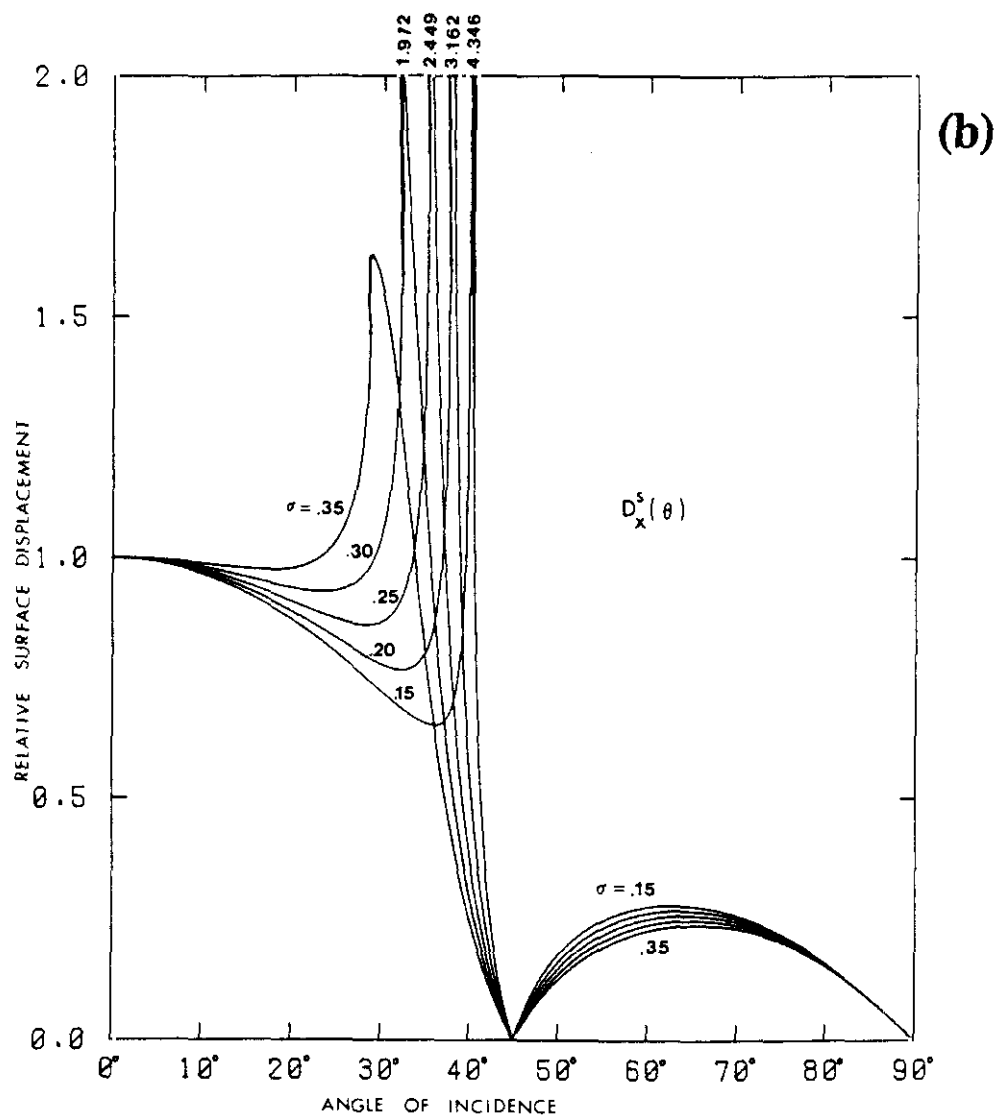


Figura 5.6b y c - Continuación

5.4.1 Determinación del ángulo de incidencia

Proponemos a continuación un método para determinar, de manera sencilla, el valor del ángulo de incidencia de una fase determinada, a partir de la relación entre las amplitudes horizontal y vertical del movimiento del suelo producido por la llegada correspondiente. Para ello hemos calculado la relación entre los movimientos horizontal y vertical del suelo, representados en la figura 5.6. En la figura 5.7a y b mostramos los resultados obtenidos para ondas P y S, respectivamente. Observemos cómo, por medio de estas curvas, podríamos obtener de manera inmediata el ángulo de incidencia de una fase determinada a partir de la relación entre las amplitudes horizontal y vertical del movimiento del suelo, si conociéramos el valor de la relación de Poisson, σ , en superficie.

En principio, los únicos datos de los que nosotros disponemos son las amplitudes horizontales y verticales de las llegadas registradas en las correspondientes componentes de nuestros sismogramas. Los sismogramas observados representan velocidades del suelo y no desplazamientos del suelo; sin embargo, se ha comprobado que la relación entre las amplitudes horizontal y vertical para sismogramas de velocidad no difiere significativamente de la relación entre las amplitudes de desplazamiento, como se muestra en el ejemplo de la figura 5.8, donde junto con los sismogramas de velocidad observados mostramos los correspondientes al desplazamiento obtenidos mediante integración.

Así, a partir de nuestros datos podemos establecer una primera aproximación del ángulo de incidencia, analizando el movimiento del suelo por medio de los diagramas del movimiento de la partícula, ya mencionados en el capítulo anterior.

Ahora bien, en el plano vertical, el ángulo que forma la línea de vibración del movimiento de la partícula de una fase dada con el eje vertical, es el ángulo de incidencia "aparente". En la figura 5.7 podemos observar, en trazo discontinuo, la variación de la relación entre las amplitudes horizontal y vertical del movimiento del suelo con el ángulo

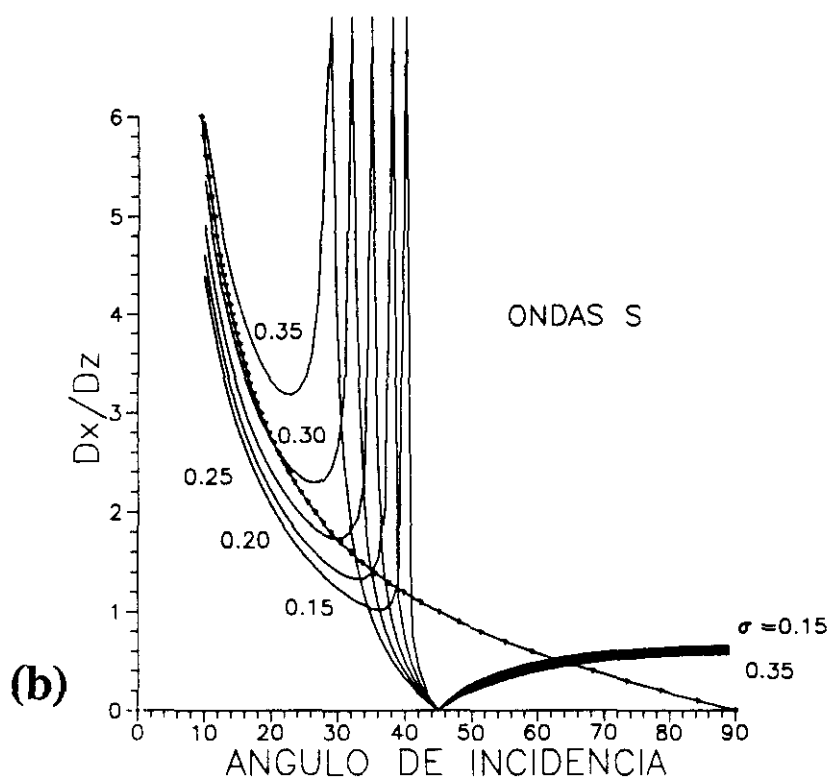
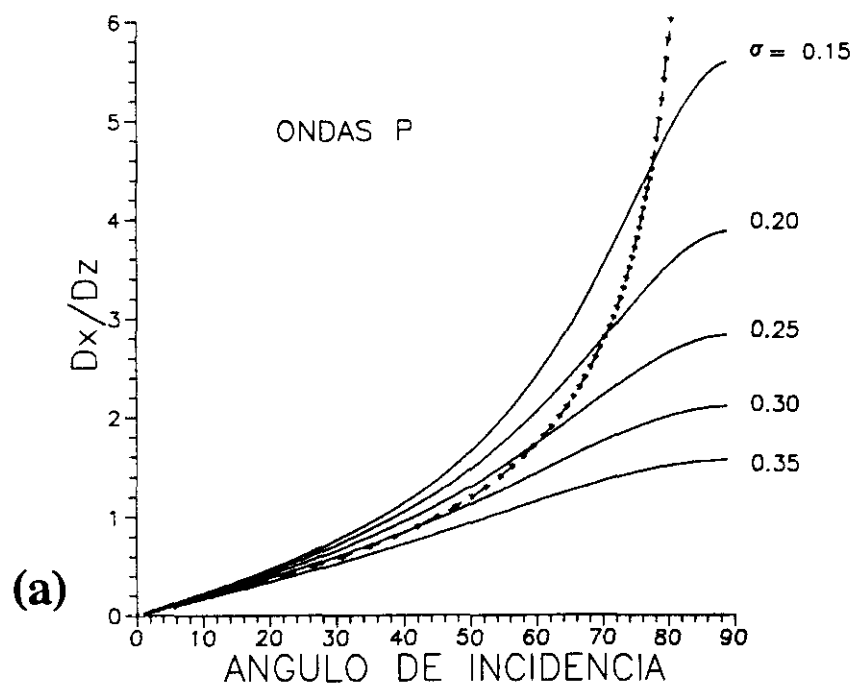


Figura 5.7. Relación entre las amplitudes de los movimientos horizontal y vertical del suelo para: (a) ondas incidentes P y (b) ondas incidentes SV en la superficie libre. La relación de Poisson, σ , varía de 0.15 a 0.35. Las curvas de trazo discontinuo representan el ángulo de incidencia "aparente".

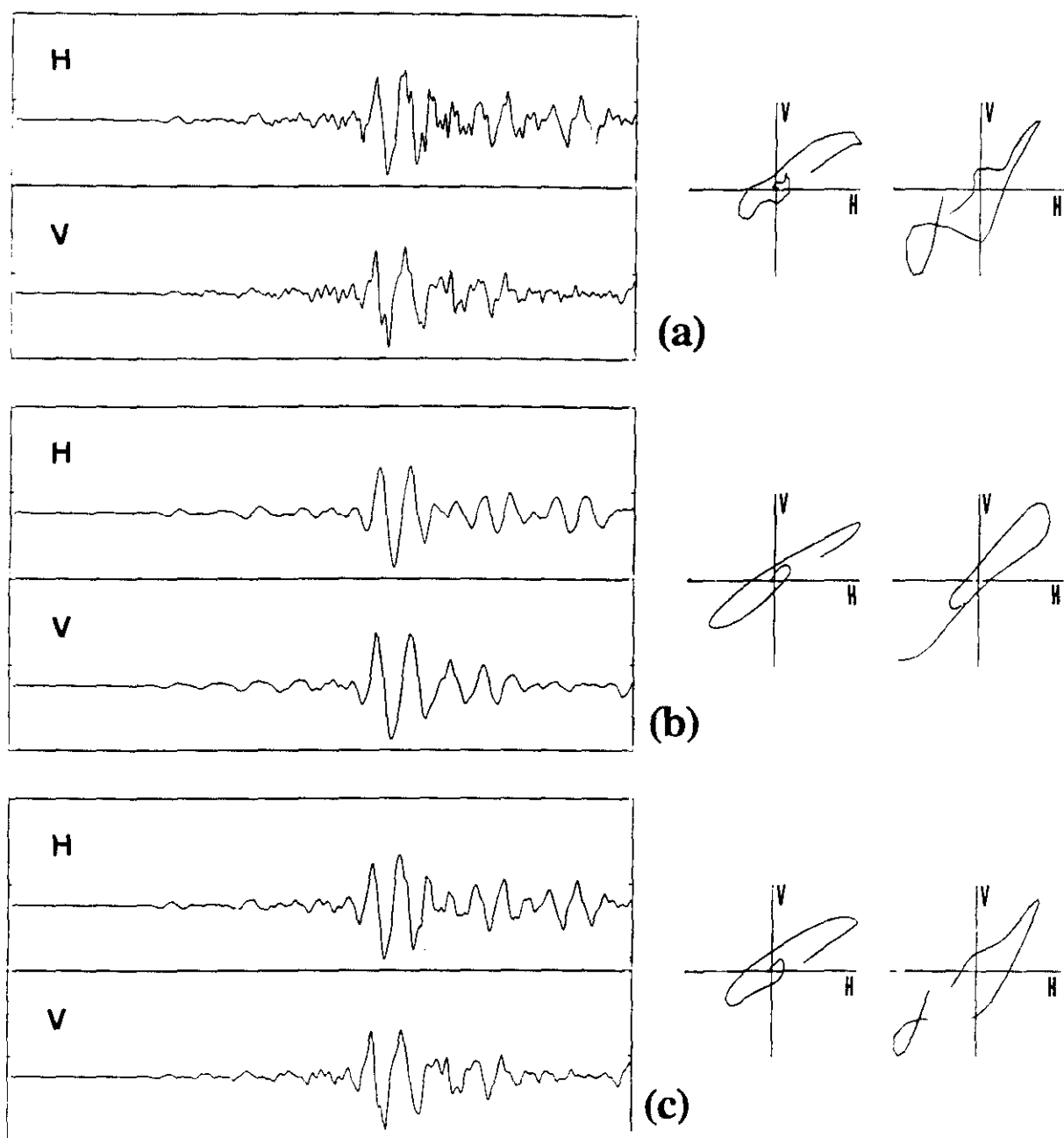


Figura 5.8. Comparación entre la relación de amplitudes horizontal (H) y vertical (V) del movimiento del suelo para: (a) sismogramas de velocidad, (b) sismogramas de desplazamiento y (c) sismogramas de velocidad filtrados 1-20 Hz.

aparente de incidencia.

A partir de la relación entre las amplitudes horizontal y vertical de las llegadas observadas en nuestros sismogramas, podemos obtener, para una determinada fase, el valor del ángulo de incidencia aparente y un rango de valores para el ángulo de incidencia real, el cual sólo podríamos determinar exactamente si conociéramos el valor de la relación de Poisson en superficie. Ahora bien, en la figura 5.7a podemos observar cómo (para ondas P) la curva del ángulo de incidencia aparente prácticamente coincide hasta 45° con la de $\sigma = 0.30$ y cómo para valores de σ comprendidos entre 0.2 y 0.3 el ángulo de incidencia real difiere como mucho en 6° del aparente. Por todo ello y teniendo en cuenta la precisión de nuestras medidas, podemos considerar que hasta 45° el ángulo de incidencia aparente de una fase P determinada coincide con el ángulo de incidencia real de dicha fase.

En el caso de ondas incidentes SV, vemos en la figura 5.7b que, para ángulos de incidencia mayores que 45° , la relación entre las amplitudes horizontal y vertical del movimiento del suelo es pequeña y prácticamente no varía con el valor de la relación de Poisson, σ .

Por otra parte, la utilización conjunta de las curvas de las figuras 5.7a y 5.7b es de enorme utilidad, puesto que posibilita la obtención de información sobre la constancia o variabilidad de la relación de Poisson, σ , con la profundidad. Sabemos que, cuando σ es constante con la profundidad y el medio lateralmente homogéneo, el ángulo de incidencia de una fase P determinada es el mismo que el de la correspondiente fase S a esa misma distancia, siendo además el ángulo de incidencia independiente del valor de la relación de Poisson; de manera que en un medio estratificado horizontalmente podremos deducir variaciones de la relación de Poisson con la profundidad a partir de la discrepancia entre los valores del ángulo de incidencia de una fase P y su correspondiente fase S, verificándose que el ángulo de incidencia de la fase S es mayor que el de la P cuando la relación de Poisson, σ , aumenta en profundidad y a la inversa.

5.5 CONCLUSIONES PARA LA INTERPRETACION DE AMPLITUDES

De la discusión realizada en los apartados anteriores podemos extraer algunas conclusiones sobre las fuentes de error más importantes en la determinación de las amplitudes de las ondas internas P y S.

Hemos visto cómo puede influir para ondas S el patrón de irradiación de la fuente, mientras que para ondas P permanece aproximadamente válida la suposición de una irradiación independiente del ángulo. Así, por ejemplo, una radiación de ondas S fuertemente dependiente del ángulo podría explicar las débiles amplitudes observadas de las ondas S de la corteza superior en algunos de nuestros perfiles, las cuales habrían sido irradiadas con ángulos próximos a la horizontal, en contraste con las fases S de mucha energía procedentes de la corteza inferior irradiadas por la fuente en un rango angular diferente.

En ausencia de información cuantitativa sobre la directividad de la radiación en la fuente, supondremos una radiación uniforme y usaremos, fundamentalmente, la información de las amplitudes, para un control cualitativo: Por ejemplo, localización de puntos críticos y relación de amplitud relativa entre fases distintas.

Se ha mostrado cómo la función de transferencia del geófono se puede suponer que no altera la amplitud de la señal sísmica, debido a las bajas frecuencias de la señal; pero el no conocer exactamente las características de todos los instrumentos utilizados en el experimento y la amplificación exacta de todas las trazas, limita la posibilidad de comparar las curvas teóricas de amplitud-distancia con las observadas.

Otro factor, no analizado en este capítulo, de influencia sobre la amplitud de las ondas sísmicas, que debe ser tenido en cuenta como fuente de error, es la atenuación, ya que no se conocen valores precisos de Q, especialmente en el caso de ondas de cizalla, para rocas de la corteza en condiciones realistas de presión y temperatura (Newman y Worthington, 1982).

Hemos visto cómo las amplitudes se ven fuertemente influidas por la capa más superior de sedimentos; como en estas capas la atenuación depende del tamaño del grano, contenido en agua, firmeza de la matriz, etc., (White, 1965; Schön, 1983) y estos factores pueden ser muy diferentes en emplazamientos distintos, puede ocurrir que esta fuente de error varíe mucho en magnitud de una estación a otra.

Podemos, por tanto, agrupar las fuentes de error discutidas en dos categorías diferentes:

1. Errores sistemáticos de fases determinadas, como las causadas por el patrón de radiación de la fuente, es decir, por la dependencia angular de la radiación o como los provocados por los distintos valores de la atenuación en diferentes capas de la corteza.

2. Errores locales, diferentes para cada sismograma, debidos a factores tales como respuestas instrumentales distintas o diferentes características geológicas o petrológicas del lugar de registro.

Los errores de este último grupo podemos no tenerlos en cuenta si limitamos nuestra interpretación de amplitudes al estudio de la relación de amplitudes entre las distintas fases de un mismo sismograma.

En cualquier caso, podemos reducir las fuentes de error y obtener una información importante si utilizamos en la interpretación todas las componentes de los sismogramas.

CAPITULO 6

METODOLOGIA Y TECNICAS DE INTERPRETACION

6.1 INTRODUCCION

En este capítulo expondremos el método de interpretación seguido en este trabajo, describiendo las diferentes etapas seguidas y las técnicas utilizadas en cada fase de la interpretación.

Es bien sabido que el procedimiento utilizado para interpretar los datos obtenidos en campañas de perfiles sísmicos de refracción, ha experimentado importantes modificaciones en las dos últimas décadas según han ido evolucionando los métodos de cálculo.

Nuestro objetivo no es describir detalladamente los fundamentos físico-matemáticos en los que se basan los diferentes métodos de interpretación, ya que la bibliografía referente a estas cuestiones es muy extensa, sino describir brevemente las posibilidades, ventajas y limitaciones de las técnicas de interpretación utilizadas en este trabajo.

6.2 CORRELACION DE FASES

La primera etapa de la interpretación en refracción sísmica consiste en la correlación en los ensamblajes de las diferentes fases sísmicas. Esta etapa es fundamental ya que los modelos de velocidad finales se basan directamente en las correlaciones establecidas, siendo generalmente

mucho menores las incertidumbres cuantificables en el proceso de obtención del modelo (como por ejemplo, los desajustes entre los tiempos de recorrido observados y calculados) que las incertidumbres introducidas en la etapa de correlación de fases (Ansorge et al., 1982; Mooney y Prodehl, 1984).

A veces las fases no son claramente visibles, de manera que intérpretes diferentes pueden establecer correlaciones distintas y, por tanto, desarrollar para el mismo ensamblaje modelos diferentes. Para esclarecer las llegadas en los ensamblajes y facilitar la separación e identificación de las diferentes llegadas P, S y convertidas presentes en nuestros datos, utilizamos los resultados del análisis espectral y de polarización planteados, respectivamente, en los Capítulos 3 y 4 de este trabajo. Así, antes de proceder a la correlación definitiva de las fases analizamos detalladamente los ensamblajes filtrados, tanto para las ondas P como para las ondas S.

Para correlacionar con seguridad las fases S ha sido necesario, en general, utilizar los ensamblajes de las tres componentes, mientras que para las ondas P, normalmente, sólo ha sido necesaria la componente vertical.

Para la interpretación consideramos únicamente las correlaciones que satisfacen los criterios establecidos por Giese (1976), referentes a la amplitud, velocidad aparente y longitud de las fases sísmicas.

Una vez que las fases han sido fijadas en el ensamblaje comienza el proceso de elaboración del modelo estructural.

6.3 METODOS DE INTERPRETACION UNIDIMENSIONALES

En una primera etapa, interpretamos cada perfil utilizando un método unidimensional, es decir, asumiendo que la velocidad varía sólo con la profundidad y que los límites de las capas son horizontales.

Con el programa TRAVTIME (Mueller, 1970; Stangl, 1987) calculamos los tiempos de recorrido y las distancias epicentrales de los rayos que atraviesan un medio laminado horizontalmente. El modelo velocidad-profundidad unidimensional se obtiene interactivamente a partir de los datos observados en los ensamblajes. Se trata de un método indirecto: a partir de una estructura velocidad-profundidad, supuesta inicialmente, se calculan los correspondientes tiempos de recorrido; estos tiempos de recorrido derivados del modelo se comparan con los observados y se modifica el modelo hasta obtener un buen ajuste entre los tiempos de recorrido observados y calculados.

A continuación incorporamos la información referente a la amplitud y frecuencia de los datos, con el fin de ajustar los gradientes de velocidad y los saltos de velocidad en las discontinuidades del modelo, mediante el cálculo de sismogramas sintéticos aplicando el método de reflectividad (Fuchs, 1968; Fuchs y Müller, 1971).

El cálculo de los sismogramas sintéticos se ha realizado en la Universidad de Karlsruhe, con el programa PSVSH (Sandmeier, 1984), utilizando un ordenador IBM 3090 y en la Universidad Complutense de Madrid, donde se ha implementado dicho programa al ordenador IBM 4381 modelo 22 del Centro de Proceso de Datos.

6.3.1 Método de Reflectividad

El método de reflectividad, que permite obtener la solución total del campo de ondas para un modelo dado, es uno de los métodos principales para el cálculo de sismogramas sintéticos. El método, basado en el formalismo matricial de Thomson-Haskell para la propagación de ondas planas en medios horizontales laminados, en esencia consiste en una integración numérica de la reflectividad sobre un rango limitado de parámetros reales del rayo, seguida de una transformada inversa de Fourier sobre la frecuencia para obtener los sismogramas sintéticos.

Desde el trabajo pionero de Fuchs y Müller (1971) el método de

reflectividad ha sufrido numerosas ampliaciones y modificaciones, siendo muy extensa la literatura referente al desarrollo teórico del método. Mencionamos a continuación sólo algunas de las contribuciones más relevantes: Kennett (1975a) y Kind (1985) modifican el método para poder considerar estructuras diferentes en la fuente y en el receptor; Stephen (1977) y Kind (1978) sitúan la fuente en la zona reflectante e incluyen los efectos secundarios de la superficie libre; Kennett (1975b) incorpora los efectos de la atenuación; O'Neill y Hill (1979) consideran la absorción; Kerry (1981) y Kennett y Clarke (1983) incluyen en el proceso las ondas superficiales; Fryer (1980) modifica el método de integración convencional; Franssens (1983) modifica el algoritmo matricial de Haskell para reducir las pérdidas numéricas de precisión y más recientemente Schmidt y Tango (1986) han introducido una forma estable de aproximación matricial muy eficaz para el caso de receptores múltiples a profundidades diferentes.

El método de reflectividad, con sus ampliaciones y modificaciones, ha encontrado en los últimos años una extensa aplicación en el estudio de terremotos, en el campo de la prospección sísmica (por ejemplo, Fertig y Müller, 1978; Temme y Müller, 1982) y como ayuda para la interpretación en sísmica de refracción. De hecho, el desarrollo y uso efectivo del método de reflectividad ha proporcionado un conocimiento mayor y un mejor entendimiento de la estructura de la corteza tanto continental como oceánica. Ver, por ejemplo, los trabajos de Braile y Smith (1975) y de Spudich y Orcutt (1980a) que constituyen guías efectivas para la interpretación de datos sísmicos con el método de reflectividad.

Sin embargo, la aplicación del método de reflectividad tiene dos limitaciones importantes:

1. La tierra siempre se considera homogénea lateralmente.
2. Los modelos complicados con muchas capas, grandes distancias entre la fuente y el receptor y señales fuente de alta frecuencia necesitan mucho tiempo de cálculo.

Respecto a este segundo punto, podemos indicar que a pesar de que el método de reflectividad requiere siempre mucho tiempo de cálculo, pueden

existir grandes variaciones en la velocidad y precisión del método dependiendo de cómo se ejecute y del nivel tecnológico informático (Sandmeier y Wenzel, 1986). De hecho, los cálculos para obtener los sismogramas sintéticos con el método de reflectividad pueden hacerse más rápidos, sencillos y eficaces si se eligen adecuadamente los parámetros necesarios. Una descripción detallada de los parámetros que intervienen en el proceso así como consejos prácticos para su selección, puede encontrarse, por ejemplo, en los trabajos de Fuchs (1980), Müller (1985) y Hajnal et al. (1988).

Sin embargo, la primera limitación indicada es inherente al método de reflectividad. Es decir, el método de reflectividad sólo es aplicable si las variaciones laterales en la estructura de la corteza son despreciables.

Puesto que los perfiles cruzan unidades geológicas diferentes es probable que existan variaciones laterales en la distribución velocidad-profundidad de la corteza. Para tener en cuenta en la interpretación las variaciones estructurales laterales, es necesario trabajar con un método de interpretación bidimensional.

6.4 METODOS DE INTERPRETACION BIDIMENSIONALES

Aunque para algunos cálculos hemos utilizado el programa RAYAMP (Spence et al., 1984), basado en el método de trazado de rayos propuesto por Whittall y Clowes (1979), por lo sencillo de su uso para especificar y modificar el modelo, en general, para modelar las variaciones estructurales laterales hemos trabajado con el método de rayos de Červený, ya que por una parte, el algoritmo de Spence et al. (1984), debido a la naturaleza de la especificación del modelo, no permite incorporar fácilmente cambios graduales laterales en el gradiente de la velocidad y, por otra parte, no incluye el cálculo de ondas convertidas.

6.4.1 Método de rayos de Červený

Los principios básicos del método pueden encontrarse , por ejemplo, en Červený et al., (1974); Červený et al., (1977); Červený, (1979); Červený, (1985), donde se analizan no sólo las bases teóricas del método sino también problemas prácticos relacionados con el cálculo de rayos, tiempos de recorrido, amplitudes de rayos y cálculo de sismogramas teóricos.

Para los cálculos se ha utilizado en este trabajo el paquete de programas SEIS 85, una versión modificada y ampliada (Gajewski, 1989) del programa SEIS 83 (Červený y Pšenčík, 1984).

El programa está diseñado para calcular los rayos que llegan a un sistema de receptores, distribuidos regular o irregularmente, a lo largo de la superficie de la tierra. El modelo bidimensional de velocidad se define por medio de capas individuales de profundidad, espesor y extensión lateral variable. Se trata de modelos 2-D, inhomogéneos lateralmente y con superficies de discontinuidad curvadas. Cada discontinuidad cruza lateralmente todo el modelo. Las discontinuidades pueden tener puntos de cruce y ser ficticias en alguna zona. Varias discontinuidades pueden también coincidir parcialmente. Por tanto, el programa permite construir modelos con capas que desaparecen, con estructuras de bloques, fracturas y cuerpos aislados. Dentro de cada capa individual, la velocidad puede variar tanto vertical como horizontalmente. El método también permite incluir la información de la amplitud y calcular los sismogramas teóricos. Siendo posible trabajar tanto con ondas P como con ondas S.

Este procedimiento de trazado de rayos es un método interactivo; el modelo final 2-D se obtiene a partir de un modelo inicial, lanzando rayos a través del modelo y calculando los tiempos de recorrido y amplitudes resultantes. Como modelo de partida se puede utilizar la distribución velocidad-profundidad obtenida anteriormente suponiendo una laminación horizontal. Si los cambios laterales no son demasiado fuertes y si se realizó cuidadosamente la aproximación unidimensional, se puede obtener

con pocas iteraciones un modelo bidimensional que ajuste satisfactoriamente las observaciones.

El método de rayos, por tanto, permite estudiar estructuras con variaciones laterales y consume mucho menos tiempo de cálculo que el método de reflectividad. Sin embargo, para el cálculo de sismogramas sintéticos, el método de reflectividad es más exacto, puesto que el método de rayos representa una aproximación en altas frecuencias de la ecuación de ondas (Červený y Zahradník, 1972; Červený et al., 1977).

Ambos métodos han sido ampliamente discutidos conjuntamente en la literatura (para una revisión ver, por ejemplo, Chapman, 1978 y Spudich y Orcutt, 1980b) y comparadas sus respuestas, incluso para problemas prácticos concretos (ver, por ejemplo, Banda et al., 1982).

De dichos trabajos y de nuestra propia experiencia concluimos que, en general, la concordancia entre ambos métodos es buena y que, en particular, para los objetivos propuestos en este trabajo, el método de rayos constituye una aproximación suficientemente precisa.

Puesto que las amplitudes observadas no sólo están influenciadas por la estructura de la corteza, sino también por factores tales como la estructura próxima a la superficie o las características instrumentales propias de cada estación de registro, factores normalmente no conocidos (como vimos en el Capítulo 5), no pretendemos hacer un análisis cuantitativo exacto de las amplitudes observadas sino comparar, entre los sismogramas sintéticos y los observados, las relaciones de amplitud de las diferentes fases presentes en una traza. Es decir, nuestro objetivo es explicar cualitativamente los datos observados.

En el capítulo siguiente veremos cómo la comparación entre los ensamblajes observados y los sintéticos, calculados con los métodos anteriormente expuestos, muestra que los modelos propuestos explican razonablemente bien los datos observados.

6.5 INTERPRETACION DE ONDAS S

Para representar los ensamblajes de ondas S utilizamos una velocidad de reducción de $6/\sqrt{3} = 3.46$ km/s y un eje de tiempos comprimido por un factor de $\sqrt{3}$ respecto de la escala de tiempos reducidos utilizada en los ensamblajes de ondas P. Este formato permite una comparación fácil de los ensamblajes de ondas P y S: si la relación de Poisson, a través de la corteza y del manto superior, tuviera un valor de $\sigma = 0.25$, al superponer los ensamblajes de ondas P y de ondas S con sus líneas de tiempo reducido cero coincidentes, las curvas de tiempo de recorrido calculadas a partir del modelo de ondas P deberían coincidir perfectamente con las correspondientes llegadas S. Cualquier desviación detectada, entre estas curvas previstas y las curvas de tiempo de recorrido S observadas, indica desviaciones del valor 0.25 de la relación de Poisson y, por tanto, proporciona una primera estimación cualitativa de la función velocidad-profundidad para las ondas S.

Como modelo de partida para la interpretación de las ondas S utilizaremos el modelo obtenido a partir de la interpretación de las ondas P, asignando a cada capa un valor constante de la relación de Poisson (es decir, un valor de V_p/V_s constante). En principio, supondremos que las discontinuidades en el modelo de velocidad S son las mismas que en el modelo de velocidad P. A continuación iremos modificando la velocidad de las ondas S dentro de cada capa, hasta obtener un ajuste satisfactorio de los tiempos de recorrido observados. Como ya indicamos anteriormente, es necesario, en general, utilizar los ensamblajes de todas las componentes disponibles para correlacionar de forma realista las fases S.

Las relaciones de amplitud entre las diferentes fases se utilizan, como en el caso de las ondas P, para obtener un modelo final que proporcione una buena concordancia cualitativa entre las observaciones y los sismogramas teóricos.

Para los cálculos se usan los programas descritos en los apartados anteriores. Como función fuente se utiliza una fuente puntual que genera

uniformemente ondas P y S, debido a la falta de información sobre la directividad de la radiación de ondas S.

Como resultado obtendremos un modelo de velocidades de ondas S cuyas variaciones dentro de cada capa, tanto en profundidad como lateralmente, pueden ser independientes de las variaciones en las velocidades de las ondas P. Y, por tanto, obtendremos un modelo estructural para la corteza en el que, en general, la relación de Poisson variará tanto lateral como verticalmente.

CAPITULO 7

INTERPRETACION DE LAS ONDAS COMPRESIONALES Y DE CIZALLA. RELACION DE POISSON.

7.1 PERFIL RIBADEO-LA GUARDIA

Este perfil es el único, de los estudiados en este trabajo, en el que se dispone de datos obtenidos con tiros en los dos extremos de la línea. El perfil fue registrado, con tiros en mar, a lo largo de una línea de dirección SO-NE de 260 km de longitud (ver Figura 2.5 y Tabla 2.1). El perfil arranca en el SO (La Guardia) en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, cruza en su parte central la zona Centro-Ibérica, atraviesa el Manto de Mondoñedo, cortando casi perpendicularmente la falla de Vivero y la formación porfiroide de Ollo de Sapo y termina en el NE (Ribadeo) en la zona Astur-Occidental-Leonesa (ver Figuras 2.3 y 2.4).

7.1.1 Interpretación de ondas P

En la figura 7.1.1 se muestran los ensamblajes para ondas P del perfil directo e inverso (Fig. 7.1.1a, La Guardia-Ribadeo; Fig. 7.1.1b, Ribadeo-La Guardia). El SO geográfico se encuentra a la izquierda en los dos ensamblajes. Estos muestran la componente vertical de la velocidad del suelo y han sido representados con una velocidad de reducción de 6km/s, sin filtrar y con una escala de amplitud normalizada.

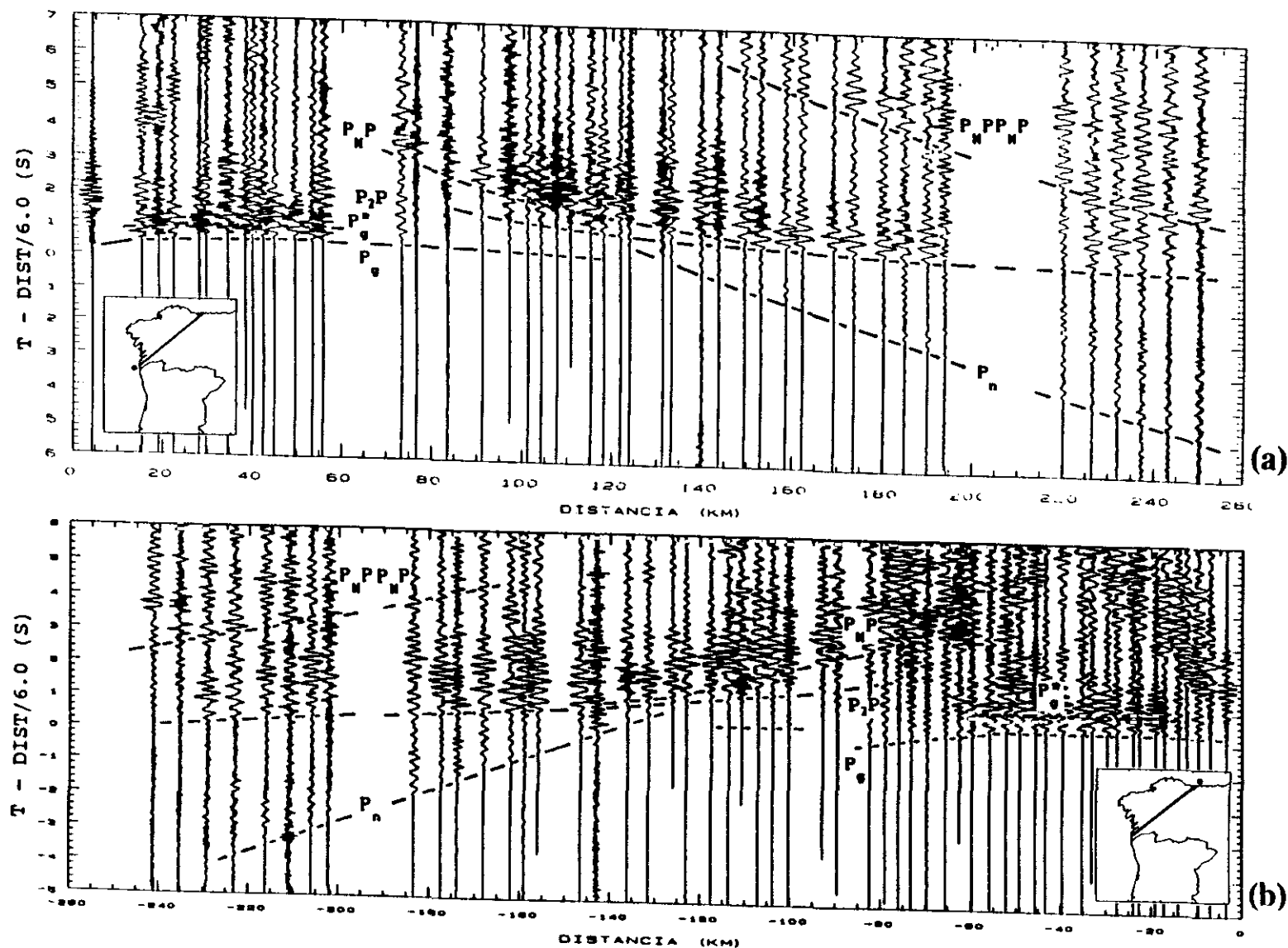


Figura 7.1.1(a) Ensamblaje de ondas P del perfil La Guardia-Ribadeo. (b) Ensamblaje de ondas P del perfil Ribadeo-La Guardia. Para ambos perfiles se muestra la componente vertical con las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas.

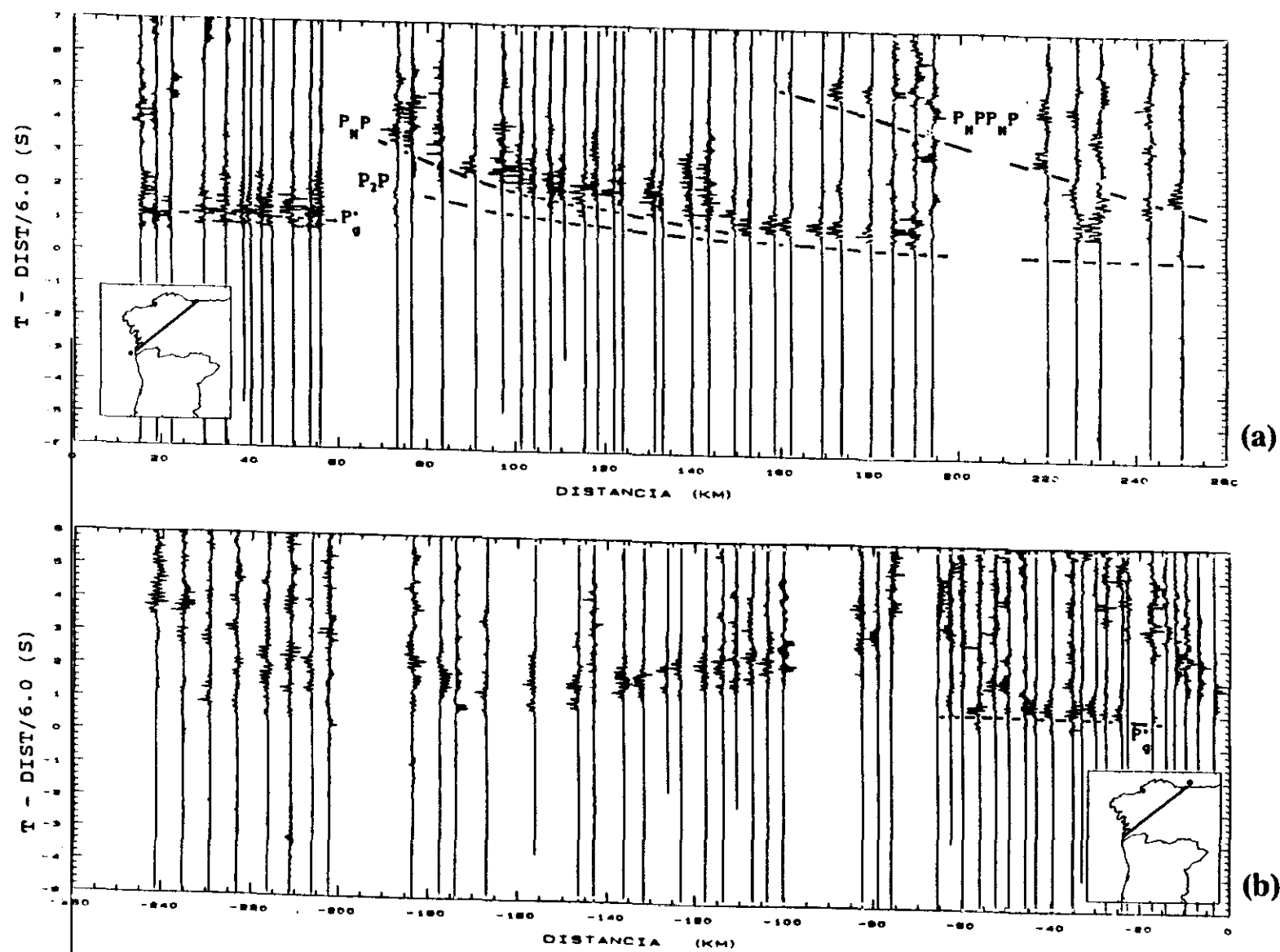


Figura 7.1.2. Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical de los sismogramas. (a) Perfil La Guardia-Ribadeo. (b) Perfil Ribadeo-La Guardia.

En la figura 7.1.1 se muestran, así mismo, las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas. Para la interpretación consideramos únicamente las fases que pueden ser correlacionadas con seguridad a lo largo del ensamblaje. Para ello utilizamos las tres componentes de los sismogramas, los ensamblajes filtrados según los resultados obtenidos en el Capítulo 3 y los resultados del análisis de polarización.

La utilidad e importancia del análisis de polarización quedan reflejados en la figura 7.1.2 en la que se muestran los ensamblajes resultantes del producto de las componentes vertical y radial de los sismogramas del perfil La Guardia-Ribadeo (Fig. 7.1.2a) y Ribadeo-La Guardia (Fig. 7.1.2b). Además de corroborar de manera concluyente la existencia de las fases de más fácil identificación (fases P_g , P_2P y PmP) el producto de componentes pone de manifiesto algunas características de los ensamblajes que no se presentan tan evidentes al analizar independientemente las diferentes componentes de los sismogramas. Así es de destacar la existencia de una segunda llegada, claramente correlacionable en los primeros 60 km de ambos perfiles, identificada en los ensamblajes como P_g^* , la cual, si bien fue observada por Córdoba (1986) en el segmento Ribadeo-La Guardia, no ha sido considerada en interpretaciones previas.

En una primera aproximación a los datos se observa que las fases individuales correlacionadas en los dos ensamblajes (Figs. 7.1.1 y 7.1.2) son similares:

- Unas primeras llegadas claras en el rango de distancias entre aproximadamente 5 y 120 km de los respectivos puntos de tiro, identificadas en los ensamblajes como fase P_g ; estas primeras llegadas corresponden a ondas P que se propagan en la corteza superior cristalina y muestran en ambos sentidos de registro un aumento de la velocidad aparente con la distancia.

- Una segunda fase, P_g^* , entre 15 y 60 km del punto de tiro, retrasada unos 0.6 s respecto de la fase P_g y con amplitudes similares a las de ésta.

- A partir de aproximadamente 70 km y hasta el final de la línea se

reconoce con facilidad, en los dos sentidos de registro, otra fase, designada como P₂P, que constituye la respuesta sísmica de la corteza inferior.

- La fase identificada como P_mP es la más prominente en los dos ensamblajes, y puede correlacionarse con claridad entre aproximadamente 70 y 140 km del punto de tiro.

- En ambos ensamblajes puede correlacionarse una fase, P_n, como primera llegada a distancias epicentrales superiores a los 120 km, correspondiente a la onda refractada en la parte superior del manto.

- Otra fase puede ser correlacionada en ambos ensamblajes, aunque con más claridad y recorrido en La Guardia-Ribadeo que en sentido inverso, la denotada como P_mPP_mP.

Esta similitud en las fases individuales correlacionadas en los dos sentidos, directo e inverso, de la línea, sugiere una cierta homogeneidad lateral en la corteza, por lo que una primera interpretación usando un método unidimensional, es decir, asumiendo que la estructura cortical varía sólo como una función de la profundidad, está justificada. Aplicando el método de reflectividad (Fuchs y Müller, 1971) es posible obtener un modelo velocidad-profundidad que ajusta satisfactoriamente tanto los tiempos de recorrido como las amplitudes de las observaciones (Téllez et al., 1993).

Ahora bien, puesto que el perfil cruza diferentes unidades geológicas, es probable que existan variaciones laterales en la distribución velocidad-profundidad de la corteza, especialmente en la estructura próxima a la superficie y, de hecho, así lo indican los tiempos reducidos y las velocidades aparentes de la fase P_g que son diferentes en los dos extremos de la línea.

Para tener en cuenta tales variaciones laterales es necesario aplicar un método de interpretación bidimensional, para lo cual es preciso disponer de observaciones invertidas que se crucen.

Un modelo bidimensional de velocidad P para este perfil fué obtenido por Córdoba (1986), basándose sólo en la interpretación de los tiempos de

recorrido.

Como la base para el desarrollo del modelo de ondas S y para la investigación de ondas convertidas es el modelo de ondas P, éste debe ser controlado cuidadosamente antes de proceder a su utilización.

Para restringir el conjunto de modelos que ajustan los tiempos de recorrido utilizaremos como información la amplitud de las ondas mediante el cálculo de sismogramas sintéticos.

Como modelo de partida utilizaremos el modelo bidimensional de velocidad de ondas P descrito por Córdoba (1986) para el segmento La Guardia-Ribadeo. Calcularemos los sismogramas sintéticos para dicho modelo y compararemos con las relaciones de amplitud de los sismogramas observados. Si la coincidencia entre las amplitudes calculadas a partir del modelo y los datos no es buena se procederá a la modificación del modelo hasta que el ajuste entre sismogramas sintéticos y observados sea satisfactorio.

En la figura 7.1.3a se muestran los sismogramas sintéticos obtenidos para dicho modelo; éste puede observarse en la figura 7.1.3b junto con el trazado de rayos correspondiente.

Al comparar las amplitudes teóricas obtenidas con las registradas (Fig. 7.1.1a) observamos algunas discrepancias importantes:

- En los sismogramas sintéticos (Fig. 7.1.3a) aparecen unas amplitudes muy grandes, delante de la fase P₂P, en el rango de distancias entre 170 y 260 km, procedentes de la reflexión en el Moho, fase P_mP, que no están presentes en los sismogramas observados (Fig. 7.1.1a).
- La fase P_n, claramente observable en los datos como primera llegada a partir de 120 km de distancia, no es perceptible en los sintéticos debido a una incorrecta estimación en el gradiente de velocidad del manto superior.

Ambas cuestiones serán tenidas en cuenta al establecer el modelo de velocidad para las ondas P, con el que también se intentará explicar las

fases P_g^* y P_{MPPMP} no interpretadas anteriormente.

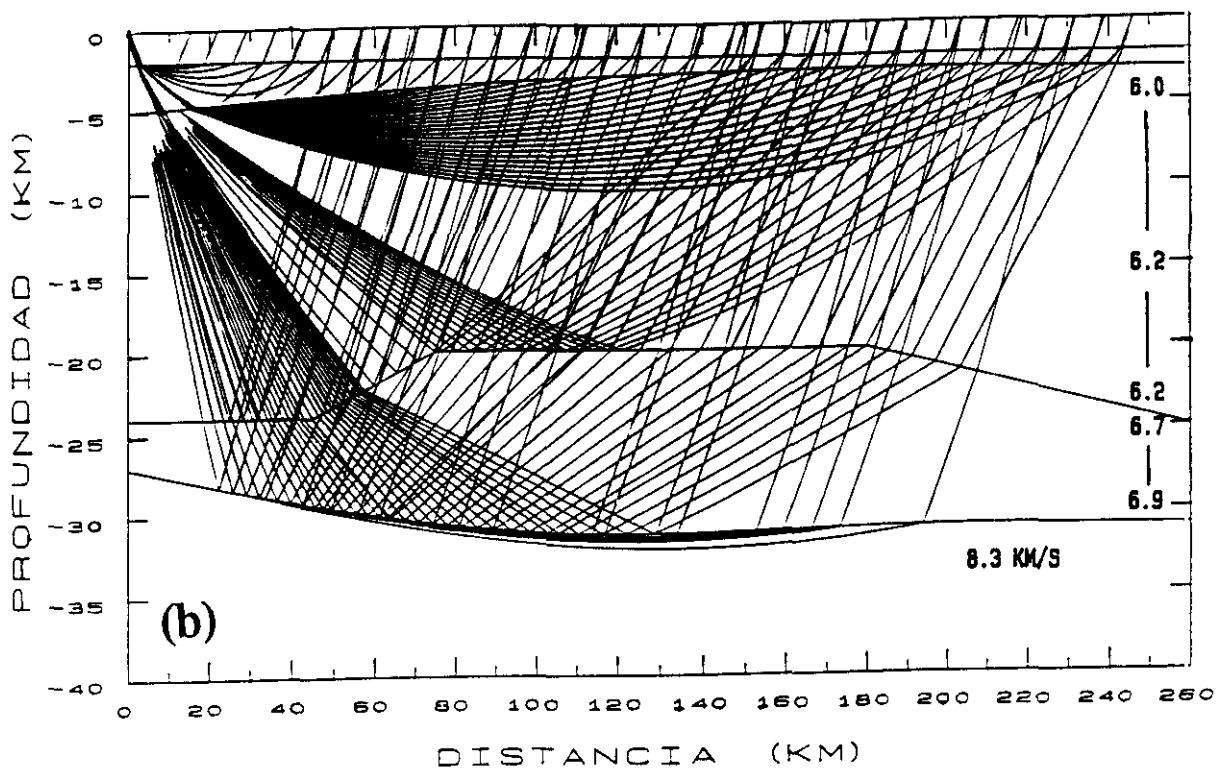
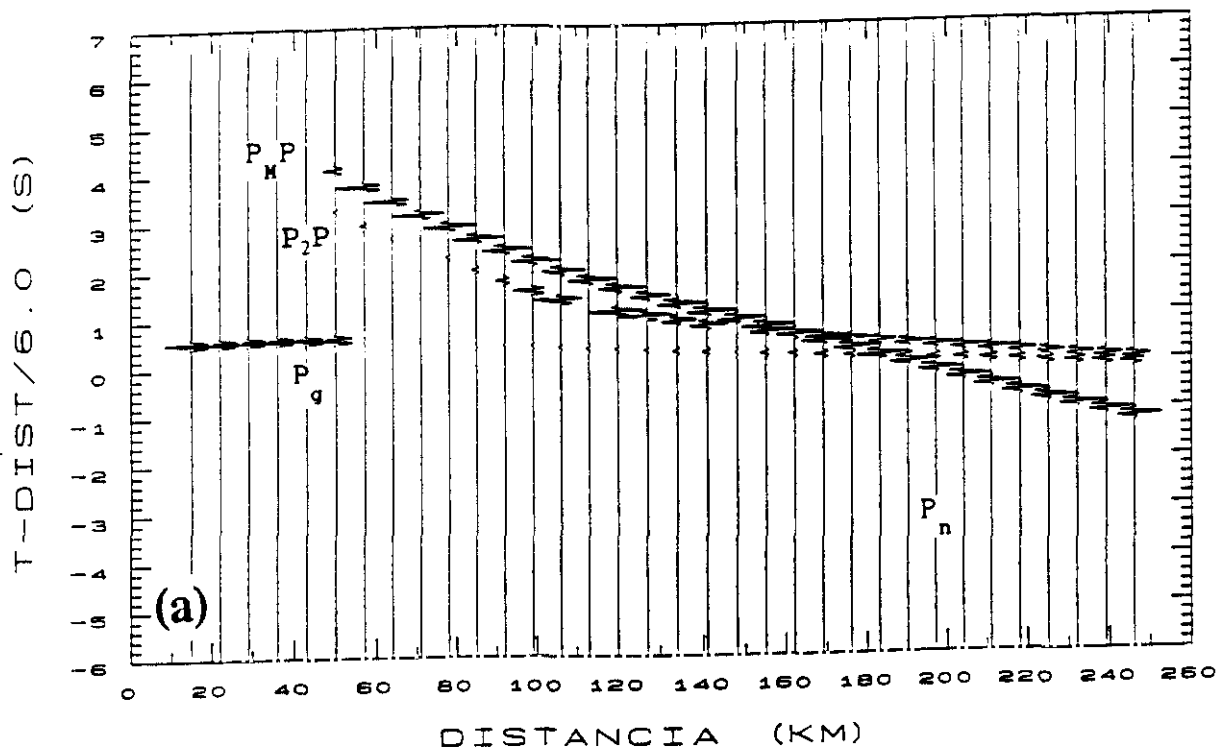


Figura 7.1.3(a). Sismogramas sintéticos para el perfil La Guardia-Ribadeo generados a partir del modelo previo de P (ver texto), mostrado en (b) con el trazado de rayos correspondiente. Obsérvense las discrepancias en las relaciones de amplitud respecto a los datos observados (Fig. 7.1.1a).

7.1.1.1 ESTRUCTURA SUPERFICIAL

Dada la gran longitud de la línea, interpretamos la estructura superficial de forma independiente para cada uno de los puntos de tiro.

a) La Guardia-Ribadeo

En el segmento La Guardia-Ribadeo el aumento progresivo de la velocidad aparente de la fase P_g con la distancia, ha sido modelado mediante un sistema de dos capas en las que el gradiente de velocidad disminuye a medida que aumenta la profundidad (ver figura 7.1.6). La velocidad estimada en la superficie, en las proximidades del punto de tiro, es de 4 km/s y aumenta hasta 4.75 km/s a 1.5 km de profundidad. A partir de esta profundidad el gradiente de velocidad disminuye pero la velocidad sigue aumentando progresivamente desde 5.8 hasta 6.1 km/s a una profundidad de 6 km. El aumento de la velocidad aparente con la distancia es debido al aumento gradual de la velocidad con la profundidad en el basamento cristalino y al adelgazamiento de la capa superficial hacia el NE.

Para interpretar la fase P_g^* , se investigaron en este extremo del perfil diferentes modelos para la estructura de la corteza superior, considerando una capa de baja velocidad y sin tenerla en cuenta. Las fuertes amplitudes de la fase P_g^* , comparables a las de la fase P_g , podrían proceder de una reflexión en la base de una capa de baja velocidad, 5.5 km/s, situada entre 6 y 9 km de profundidad; sin embargo, y como puede observarse en la figura 7.1.4a la curva de tiempos de recorrido procedente de esta reflexión no se ajusta a la observada ya que no se mantiene paralela a la de la fase P_g . Una curva de tiempos de recorrido adecuada se obtiene al suponer que la fase P_g^* es una múltiple de la P_g , es decir, la P_g reflejada una vez en la superficie libre; en este caso, sin embargo, el ajuste de amplitudes no es bueno, ya que la amplitud de la P_g^* es muy pequeña en relación a la de la fase P_g (Fig. 7.1.4b). El ajuste más satisfactorio, tanto en tiempos de recorrido como en amplitudes, se consigue mediante reverberaciones al considerar la capa de agua existente sobre el punto de tiro. Los sismogramas sintéticos,

mostrados en la figura 7.1.4c, se han obtenido introduciendo una cuña de agua de 100 m de espesor y longitud 15 km en el extremo SO de la línea, lo que supone una reconstrucción realista del punto de tiro.

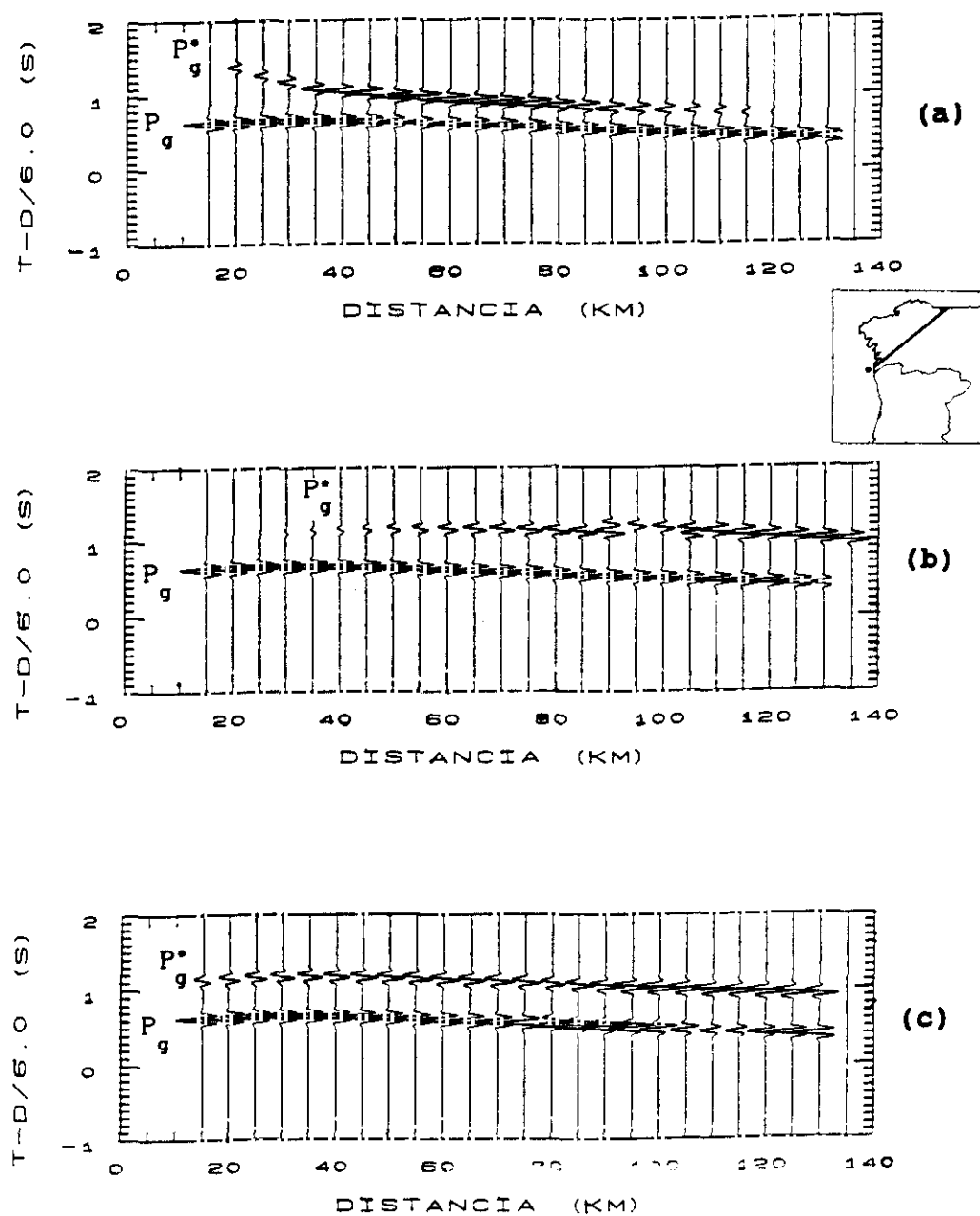


Figura 7.1.4. Sismogramas sintéticos para varios modelos estructurales de la corteza superior del perfil La Guardia-Ribadeo: (a) P_g^* : reflexión en una capa de baja velocidad, (b) P_g^* : fase P_g reflejada una vez en la superficie libre, (c) P_g^* obtenida mediante reverberaciones al considerar la capa de agua existente sobre el punto de tiro.

b) Ribadeo-La Guardia

En la figura 7.1.5a mostramos un detalle de las primeras llegadas, entre 0 y 120 km del punto de tiro, del segmento Ribadeo-La Guardia.

Los tiempos reducidos de recorrido son inferiores a los registrados en el perfil inverso pero, hasta aproximadamente 55 km la fase P_g muestra un aumento gradual de la velocidad aparente con la distancia similar al observado en el segmento La Guardia-Ribadeo. Las primeras llegadas muestran una velocidad aparente muy alta (de aproximadamente 6.6 km/s), en el rango de distancias entre 55 y aproximadamente 85 km del punto de tiro (coincidiendo con la zona de transición entre el Manto de Mondoñedo y el Domo de Lugo). A partir de los 100 km todavía pueden correlacionarse unas primeras llegadas con una velocidad aparente de unos 6.0 km/s.

Para modelar los cambios laterales en la estructura superficial de este lado del perfil, sugeridos por la brusca variación de la velocidad aparente de la fase P_g con la distancia, hemos utilizado el programa RAYAMP, técnica bidimensional de trazado de rayos basada en la teoría asintótica de rayos (Spence et al., 1984), que permite introducir de manera sencilla cambios laterales de velocidad en el modelo.

Un buen ajuste de los tiempos de recorrido observados (ver figura 7.1.5b) se obtiene con el modelo mostrado en la figura 7.1.5c. La velocidad cerca de la superficie (4.6 km/s) es mayor que cerca del punto de tiro de La Guardia (4.0 km/s), lo que produce un adelanto de las llegadas en este lado del perfil. A partir de aproximadamente 1 km de profundidad la velocidad aumenta, análogamente al otro extremo del perfil, desde 5.8 km/s hasta 6.1 km/s a una profundidad de 6 km. El ligero retraso de los tiempos de recorrido de las llegadas observadas en el ensamblaje entre 100 y 120 km de distancia puede ser explicado por un engrosamiento de la capa sedimentaria.

La alta velocidad observada en las primeras llegadas, entre aproximadamente 55 y 85 km de distancia del punto de tiro, puede explicarse mediante una cuña de velocidad 6.6 km/s situada entre 2 y 3.5

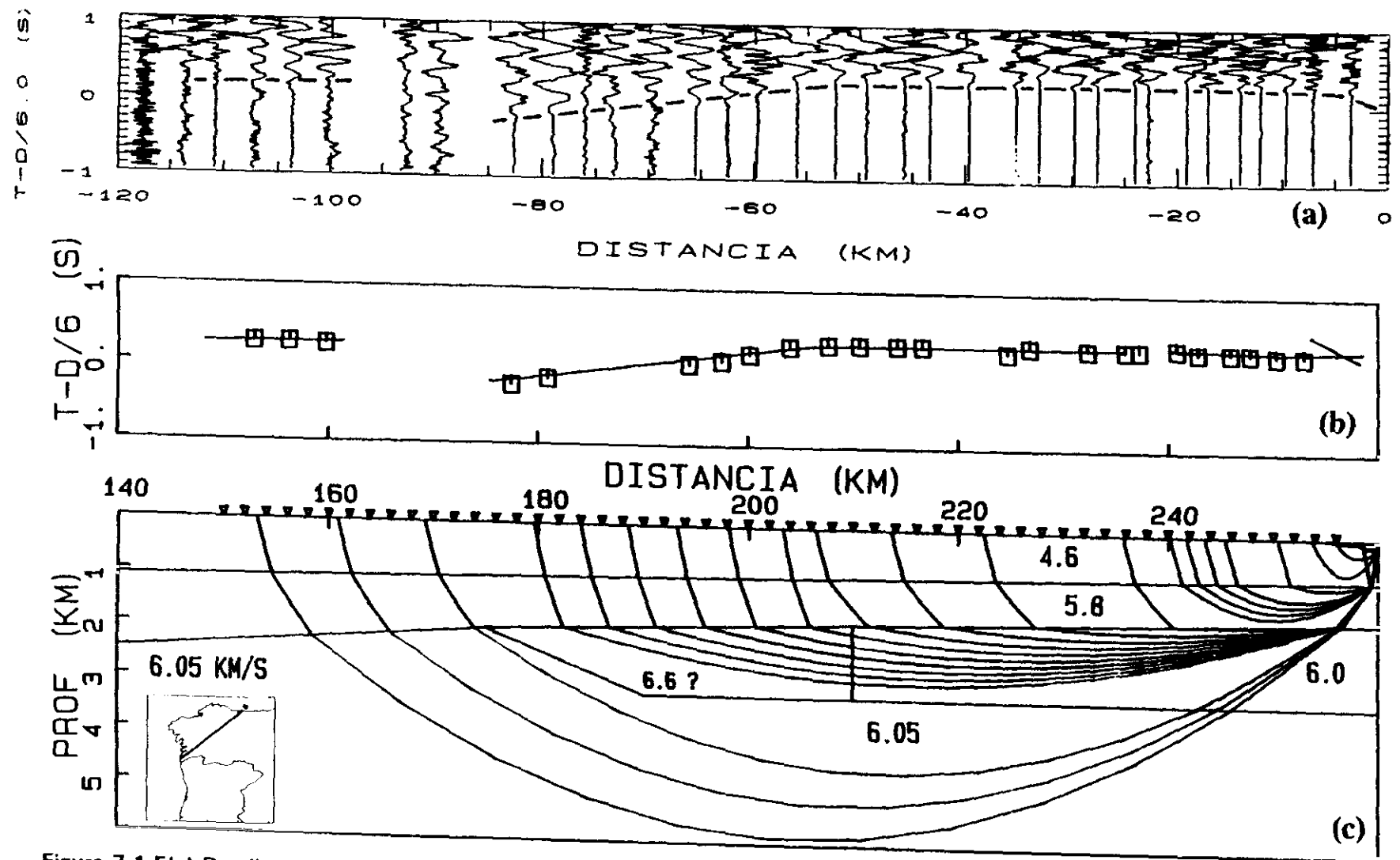


Figura 7.1.5(a) Detalle de las primeras llegadas del perfil Ribadeo-La Guardia, entre 0 y 120 km. (b) Comparación de los tiempos de recorrido observados (cuadrados) y calculados (líneas) a partir del modelo mostrado en c. (c) Modelo estructural de velocidad de ondas P para la corteza superior del perfil Ribadeo-La Guardia.

km de profundidad, pero modificando la inclinación y el gradiente de velocidad en dicha zona se pueden obtener modelos alternativos que ajustan satisfactoriamente los tiempos de recorrido observados (Córdoba y Banda, 1988). Sólo con los datos de este lado del perfil no podemos obtener un modelo concluyente en esta fase de la interpretación ya que, dada la longitud de la línea, no se dispone en esta zona de datos inversos que se solapen. Más adelante utilizaremos la información del perfil Vivero-Viana del Bollo que cruza la línea a una distancia de unos 60 km para reducir en lo posible esta ambigüedad.

7.1.1.2 ESTRUCTURA PROFUNDA

Tomando como modelo de partida el modelo bidimensional de velocidad de ondas P descrito por Córdoba (1986), se ha incorporado la información procedente de la amplitud y frecuencia de los datos para obtener el modelo final 2-D mostrado en la figura 7.1.6.

Como ya sugería la similitud de las fases individuales correlacionadas en los dos sentidos de la línea, directo e inverso, la estructura cortical debajo del basamento cristalino es bastante homogénea lateralmente. Por otra parte, el modelo es sencillo en cuanto a la geometría de las discontinuidades. La densidad de estaciones, aproximadamente una cada 5 km, y el hecho adverso de que los vértices de los rayos procedentes de los dos extremos de la línea, que alcanzan los correspondientes rangos de profundidad, no cubran la misma área geográfica debido a la larga distancia entre los dos puntos de tiro, no permiten la obtención de un modelo realista más complejo.

La fase P₂P correlacionada en los ensamblajes (Fig. 7.1.1) se interpreta como la reflexión procedente de una discontinuidad situada a 22 km de profundidad que constituye el borde superior de la corteza inferior. Para ajustar la pequeña diferencia de los tiempos de recorrido observados en los dos sentidos de la fase P₂P se ha introducido un ligero cambio lateral de la velocidad entre 6 y 22 km de profundidad, siendo la velocidad promedio ligeramente superior (6.2 km/s) en la zona

suroccidental, zona de Galicia-Tras-os-Montes, que en la zona Asturoccidental-Leonesa (6.1 km/s).

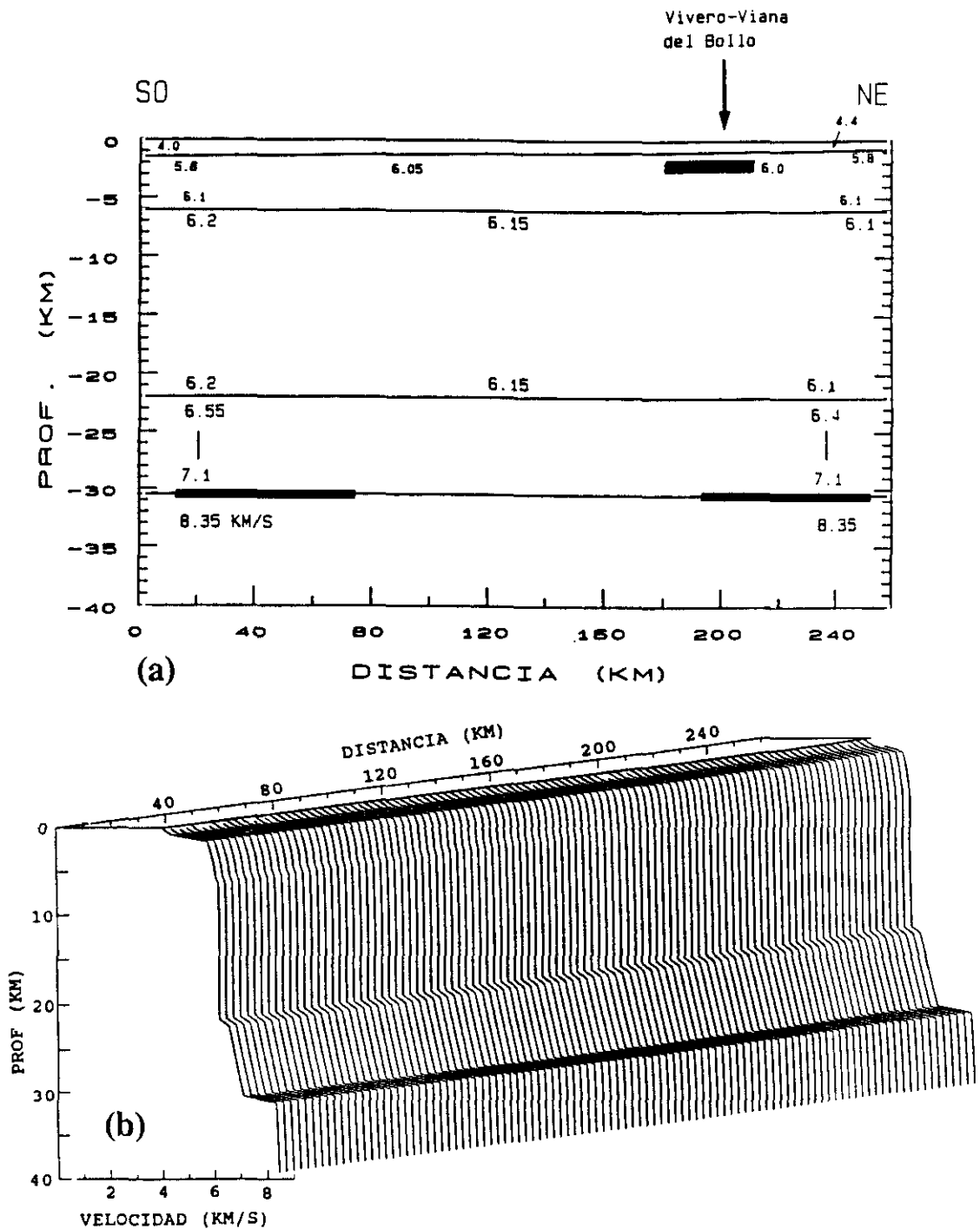


Figura 7.1.6(a). Modelo bidimensional de velocidad de ondas P para el perfil invertido La Guardia-Ribadeo. **(b)** Representación en perspectiva de la distribución $V(z)$, en la que se ha simplificado la corteza superior al eliminar la zona de alta velocidad.

La diferente relación de amplitudes entre las fases P₂P Y P_mP en los dos sentidos de registro indica que el salto de velocidad por debajo de la discontinuidad a 22 km de profundidad debe ser superior en el suroeste (punto de tiro La Guardia) que en el noreste (punto de tiro Ribadeo). La velocidad disminuye gradualmente de SO a NE en la parte superior de la corteza inferior desde 6.55 km/s a 6.4 km/s (Fig. 7.1.6).

La fase P_mP ha sido atribuida a la reflexión en la discontinuidad de Mohorovičić, situada a una profundidad de 30.5 km. Para explicar sus tiempos y distancias de recorrido se ha introducido un fuerte gradiente de velocidad, $(0.06-0.08) \text{ s}^{-1}$, en la corteza inferior, de manera que en esta zona la velocidad aumenta rápida y progresivamente hasta alcanzar un valor de 7.1 km/s a una profundidad de 30.5 km.

La fase P_mP_mP ha sido interpretada como una reflexión múltiple en la Moho, es decir, como una reflexión procedente de la Moho que se refleja en la superficie libre y de nuevo en la discontinuidad corteza-manto.

La fase P_n ha sido interpretada como una refracción en la parte superior del manto de velocidad 8.35 km/s. Para ajustar esta fase, en los dos sentidos, se ha introducido un gradiente de velocidad ligeramente distinto en los dos extremos de la línea, superior en el SO (0.01 s^{-1}) que en el NE (0.005 s^{-1}).

En las figuras 7.1.7 y 7.1.8 se muestran los ensamblajes observados junto con los tiempos de recorrido y sismogramas sintéticos calculados a partir del modelo de la figura 7.1.6, para La Guardia-Ribadeo y Ribadeo-La guardia, respectivamente.

Para facilitar la comparación representamos los sismogramas sintéticos con la misma velocidad de reducción, normalización de la amplitud y escalas de los ejes que en los sismogramas observados. Asimismo utilizamos una frecuencia de cálculo de 5 Hz, puesto que esta es la frecuencia dominante de los datos (Capítulo 3).

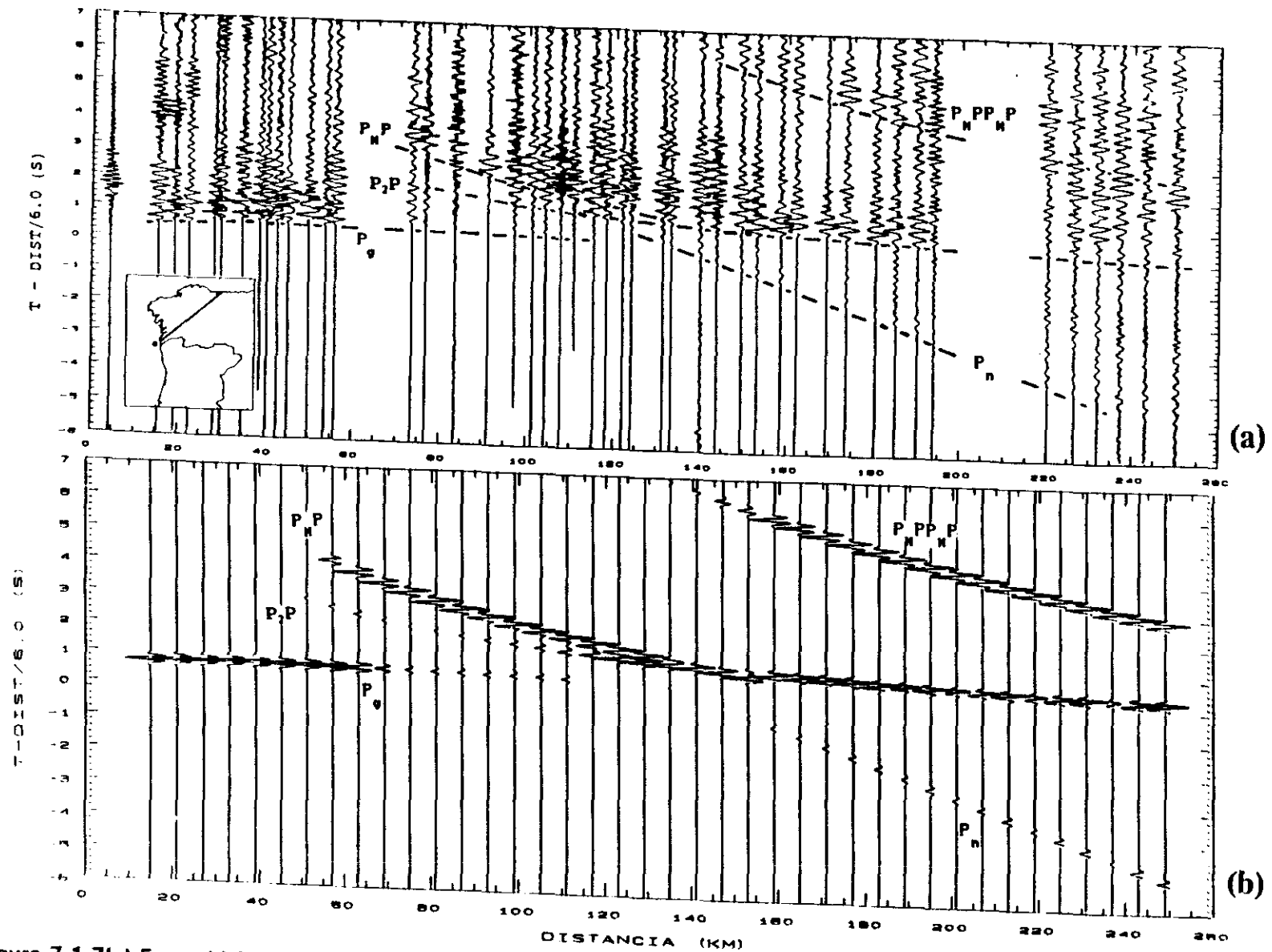


Figura 7.1.7(a) Ensamblaje de ondas P, (filtrado 1-20 Hz), para la componente vertical del perfil La Guardia-Ribadeo, con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la fig. 7.1.6. (b) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados a partir del modelo de la fig. 7.1.6.

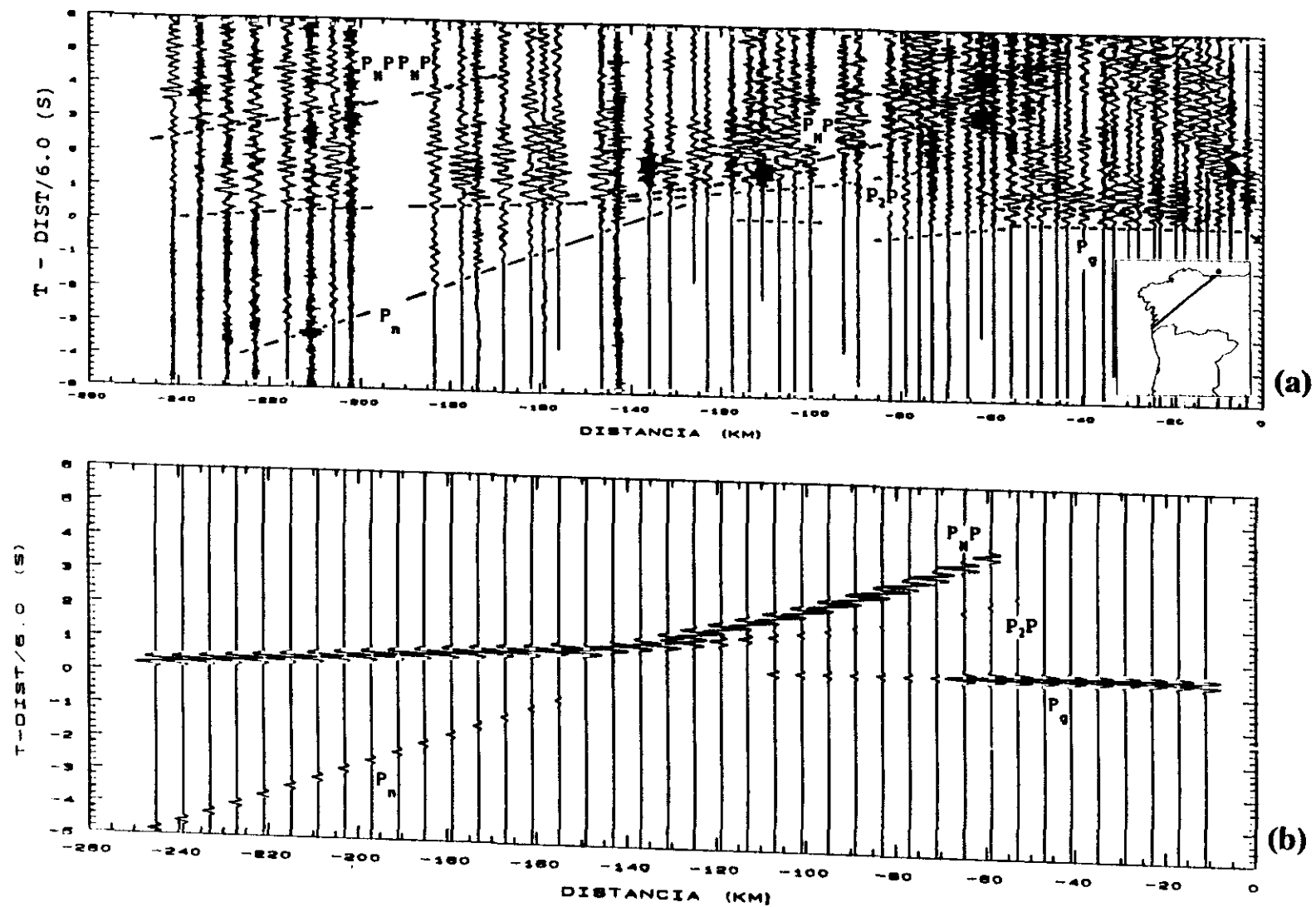


Figura 7.1.8(a) Ensamblaje de ondas P, (filtrado 1-20 Hz), para la componente vertical del perfil Ribadeo-La Guardia, con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la fig. 7.1.6. (b) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados a partir del modelo de la fig. 7.1.6.

Comparando los sismogramas observados con los sintéticos calculados con el modelo final 2-D de la figura 7.1.6 y las curvas de tiempo de recorrido recalculadas y superpuestas a los datos, podemos concluir que se obtiene una concordancia global satisfactoria: las amplitudes dominantes de la fase P_g hasta aproximadamente 60 km; las reflexiones P_2P , procedentes de la corteza inferior, débiles pero visibles hasta unos 100 km y dominantes y comparables a las de la P_{MPPMP} a grandes distancias; la fase prominente P_{MP} que interfiere con la P_2P a aproximadamente 140 km y el aumento de energía con la distancia de la fase P_n .

7.1.2 Interpretación de ondas S

Trataremos a continuación de obtener un modelo estructural de velocidad para las ondas S con el que se satisfagan bien tanto los tiempos de recorrido como las amplitudes de las llegadas S observables en los datos.

Partimos de la suposición de que la geometría estructural (forma y profundidad de las discontinuidades) es la misma en el modelo de ondas S que en el modelo obtenido a partir de la interpretación de las ondas P.

Si representamos nuestros ensamblajes de ondas S con una velocidad de reducción de $6/\sqrt{3} = 3.46$ km/s y una escala de tiempos reducidos comprimida respecto de la escala de los ensamblajes de ondas P por un factor de $\sqrt{3}$, obtenemos un formato que permite una fácil comparación entre los ensamblajes de ondas P y los de ondas S: Para una relación de Poisson, a través de la corteza y el manto superior, de $\sigma = 0.25$ (es decir $V_p/V_s = \sqrt{3}$) obtendríamos unas curvas de tiempos de recorrido para las llegadas S que se corresponderían exactamente a las de las llegadas P si superpusiéramos ambos ensamblajes con sus líneas de tiempo reducido cero coincidentes.

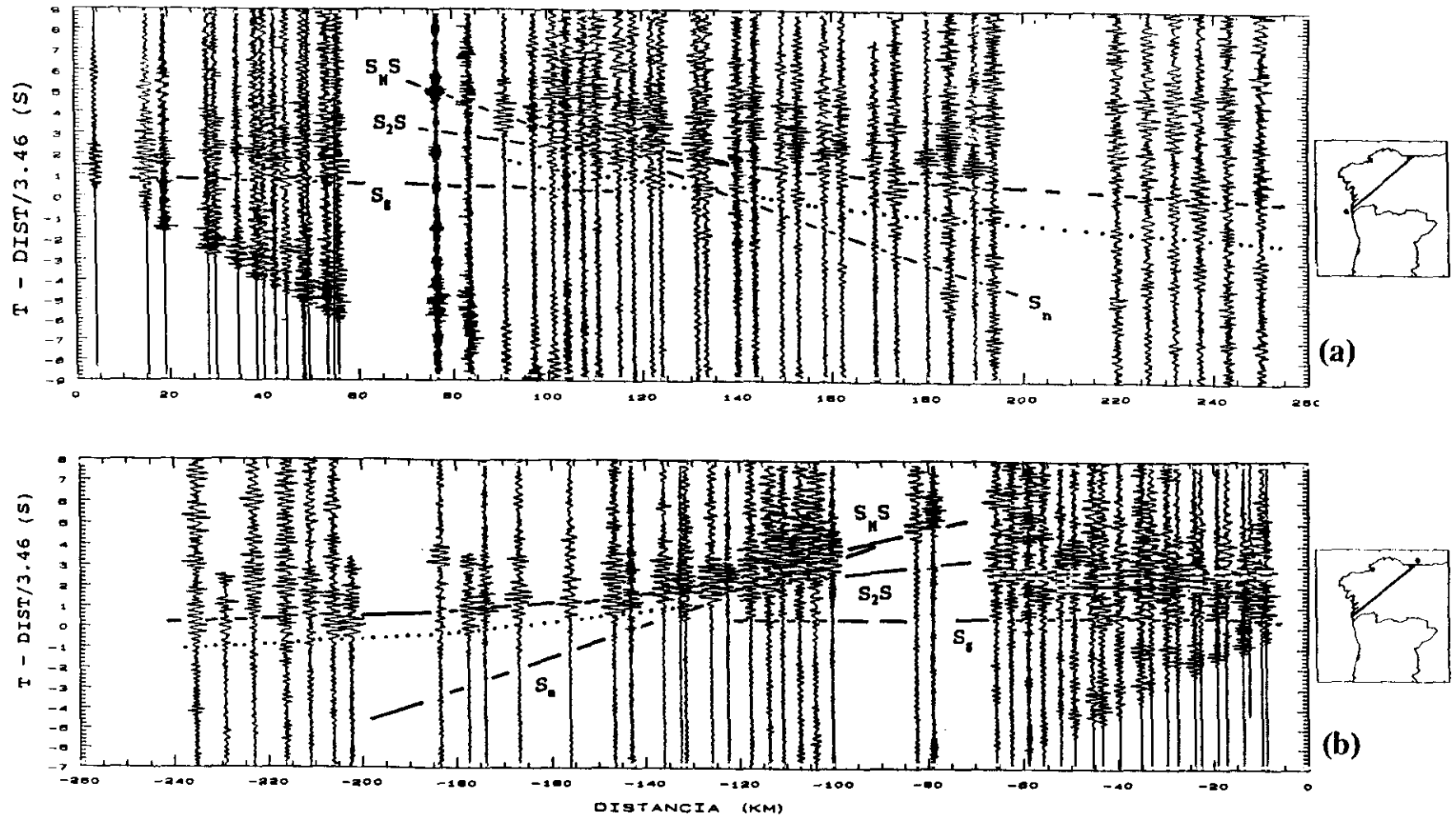


Figura 7.1.9(a) Ensamblaje de ondas S del perfil La Guardia-Ribadeo (componente transversal). (b) Ensamblaje de ondas S del perfil Ribadeo-La Guardia (componente radial). Las curvas dibujadas a trazos indican las curvas de tiempo de recorrido de las fases S previstas con el modelo de la fig. 7.1.6, suponiendo una relación de Poisson constante de valor 0.25. Las líneas de puntos indican las curvas de tiempo de recorrido de las fases S_2S correlacionadas.

Las desviaciones entre estas curvas previstas de tiempo de recorrido y las observadas indicarán desviaciones de la relación de Poisson del valor 0.25 y, por tanto, de las velocidades S en la corteza y manto superior del valor $V_p/\sqrt{3}$.

Por tanto, para obtener una primera estimación de la velocidad de las ondas S, calculamos los tiempos de recorrido para un modelo estructural inicial de velocidad S obtenido a partir del modelo calculado de la interpretación de ondas P (Fig. 7.1.6), asignando a cada capa del modelo una relación de Poisson, σ , de 0.25.

En la figura 7.1.9 mostramos los ensamblajes para ondas S del perfil directo e inverso (Fig. 7.1.9a, La Guardia-Ribadeo; Fig. 7.1.9b, Ribadeo-La Guardia) con las curvas de tiempos de recorrido calculadas a partir del modelo de ondas P de la figura 7.1.6, suponiendo una relación de Poisson de 0.25 a través de la corteza y manto superior. (La nomenclatura de las fases S es equivalente a la empleada con las ondas P).

En la figura 7.1.9 pueden observarse tres rasgos fundamentales:

- Los tiempos de recorrido de la fase S_g calculada concuerdan bastante bien con las llegadas observadas.
- La fase S_2S , procedente de la reflexión en la discontinuidad situada a 22 km de profundidad, aparece retrasada, aproximadamente 1.0 s, respecto de unas llegadas claramente correlacionables (marcadas con líneas de puntos en la figura).
- La fuerte refracción en el manto superior (fase S_n) predicha con el modelo no parece observable en los datos.

El comportamiento de la fase S_g indica que la relación de Poisson, σ , en la corteza superior debe ser aproximadamente 0.25, mientras que el retraso de la fase S_2S calculada, respecto a la observada, implica que, entre 6 y 22 km de profundidad, la velocidad de las ondas S debe ser mayor que el valor supuesto para una relación $V_s = V_p/\sqrt{3}$, o lo que es lo mismo, la relación de Poisson, σ , debe ser menor que 0.25 en esta zona de la corteza.

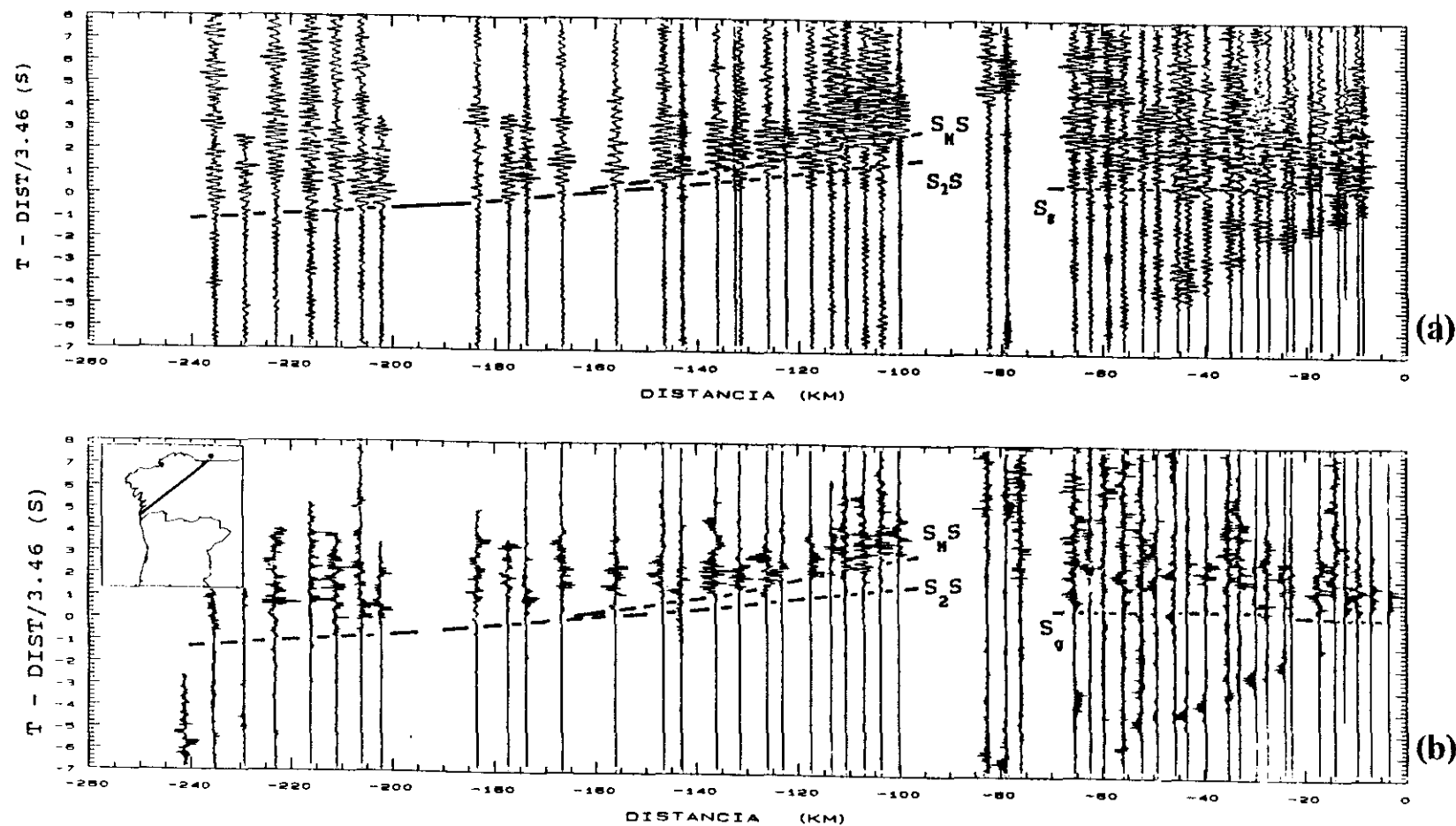


Figura 7.1.10. Ensamblaje de ondas S del perfil Ribadeo-La Guardia, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas. (a) Componente radial, filtrada (1-10) Hz. (b) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical.

En la figura 7.1.10 mostramos las curvas de tiempo de recorrido de las fases S correlacionadas para el perfil Ribadeo-La Guardia. Aunque mostramos la componente radial de los sismogramas (Fig. 7.1.10a), las correlaciones trazadas son fruto del análisis de las tres componentes de los sismogramas, que en este lado del perfil presentan un aspecto global similar. El resultado del producto de las componentes radial y vertical (Fig. 7.1.10b) corrobora la existencia de una fase intercortical (S₂S) por delante de la prominente y más claramente correlacionable S_MS.

En el perfil inverso, La Guardia-Ribadeo, pueden apreciarse, por el contrario, diferencias importantes entre las componentes. Así, por ejemplo, las llegadas de la corteza superior, fase S_q, sólo presentan amplitudes observables en la componente transversal de los sismogramas (Comparar la componente transversal mostrada en la figura 7.1.9a con la componente vertical representada en la figura 7.1.11a).

Normalmente se considera que en la componente transversal se registran ondas SH y en la componente radial ondas SV. En principio las ondas de cizalla deberían presentar una relación señal-ruido menor en la componente transversal (perpendicular a la dirección del perfil) que en la componente radial (en la dirección del perfil), es decir las amplitudes SV deberían ser mayores que las SH, puesto que todas las ondas de cizalla generadas por conversión de ondas P, en la proximidad de la fuente o en la superficie libre, son, en un medio bidimensional, ondas SV, como vimos en el Capítulo 5.

En otros experimentos de refracción sísmica se han observado similares amplitudes fuertes de las ondas de cizalla en la componente transversal de los sismogramas (ver por ejemplo: Holbrook et al., 1988; Aichroth et al., 1992) explicables como energía SH producida en la explosión. En nuestro caso, teniendo en cuenta que la explosión es en el mar y que en la componente transversal se observa también con claridad la fase P_g (una fase puramente compresional) la explicación más probable es que exista una complejidad tridimensional cerca de la fuente o de la superficie que haga inválida la distinción entre SV y SH.

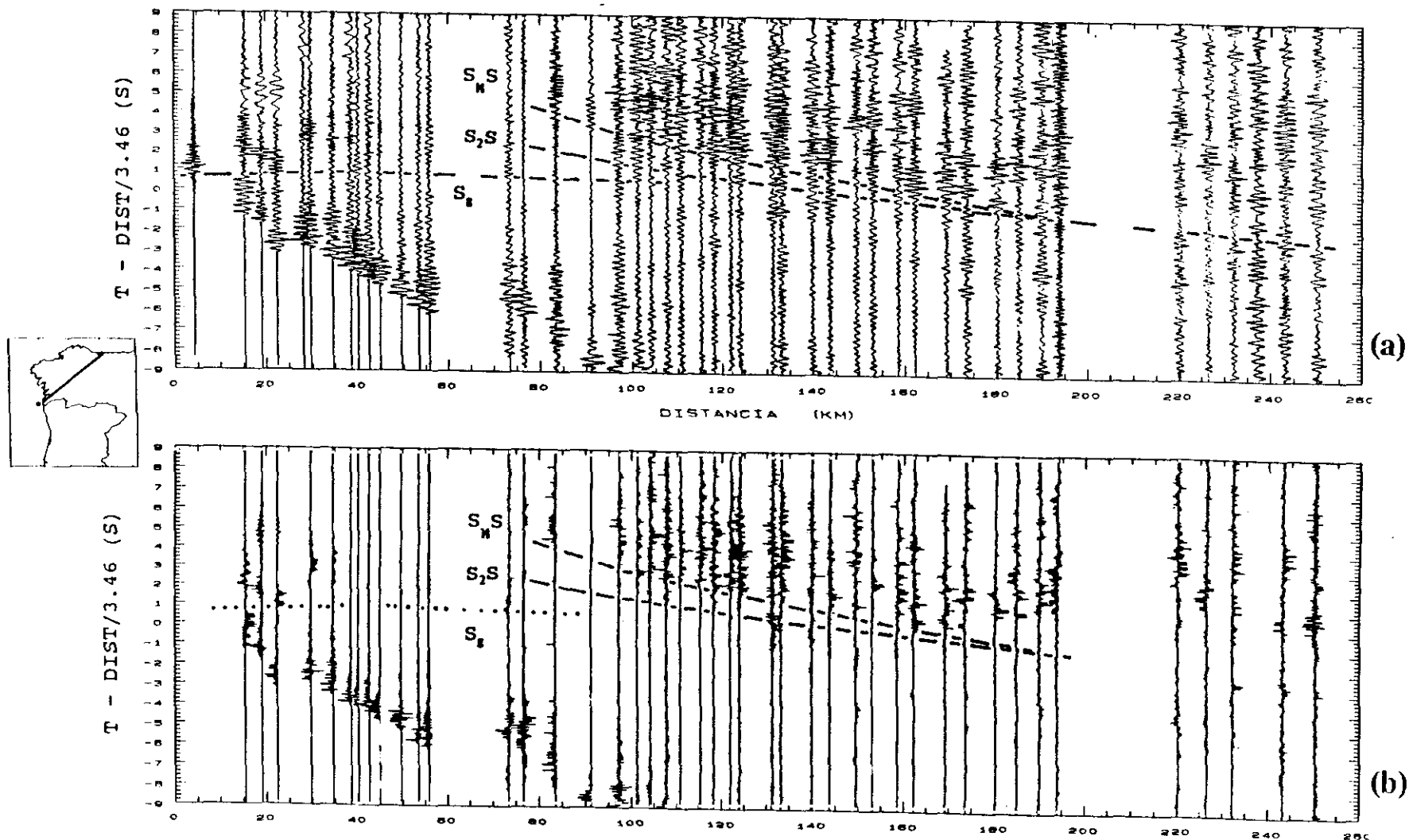


Figura 7.1.11. Ensamblaje de ondas S del perfil La Guardia-Ribadeo, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas. (a) Componente vertical, filtrada (1-10) Hz. (b) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical.

En el perfil La Guardia-Ribadeo, a pesar del filtrado de frecuencias (figura 7.1.11a) y de polarización (figura 7.1.11b), la correlación de las fases S es difícil, de manera que las curvas de tiempo de recorrido correlacionadas son curvas promedio de la información obtenida tras el análisis espectral y de polarización de las tres componentes.

Asumiendo que las discontinuidades en el modelo son las mismas que las del modelo P (Fig. 7.1.6) se han ido variando las velocidades de las ondas S hasta obtener un ajuste satisfactorio de los tiempos de recorrido y de las relaciones de amplitud entre las diferentes fases correlacionadas. El modelo final 2-D obtenido se muestra en la figura 7.1.12. Dada la calidad y naturaleza de las observaciones S el modelo obtenido es más sencillo que el de velocidades P.

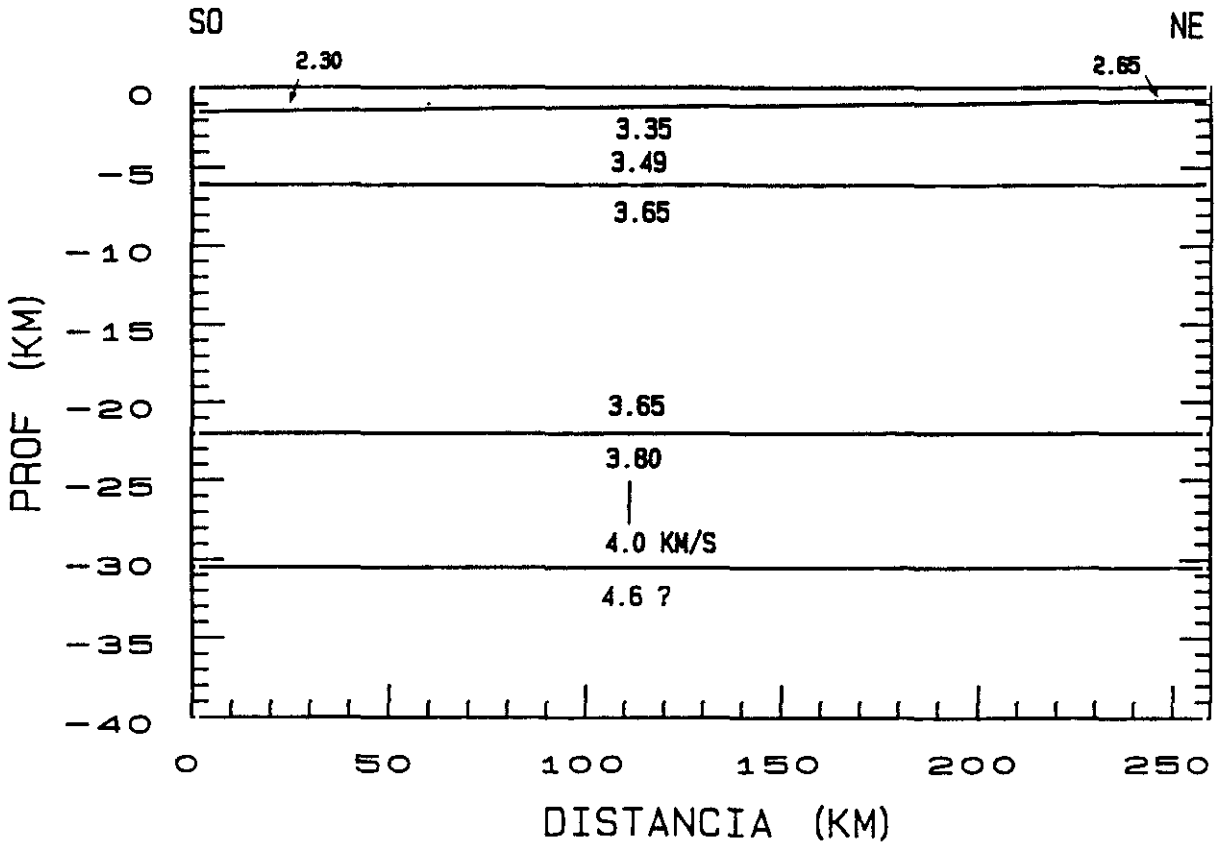


Figura 7.1.12. Modelo bidimensional de velocidad de ondas S para el perfil invertido La Guardia-Ribadeo.

El aumento de la velocidad aparente con la distancia de la fase S_g ha sido modelado mediante un aumento gradual de la velocidad desde la superficie (2.30 km/s en el extremo SO de la línea, 2.74 km/s en el extremo NE) hasta una profundidad de 6 km, donde la velocidad promedio es de 3.49 km/s. Para modelar la fase S_2S , resultante de la reflexión en la discontinuidad situada a 22 km de profundidad, se han considerado fundamentalmente las llegadas del perfil Ribadeo-La Guardia, mucho más claras que las registradas en sentido contrario, obteniéndose una velocidad constante de 3.65 km/s en la capa situada entre 6 y 22 km de profundidad. Para explicar los tiempos y distancias de recorrido de la fase S_{MS} se ha introducido un gradiente de velocidad (inferior al de P) en la corteza inferior: la velocidad aumenta desde 3.8 km/s a 22 km de profundidad, hasta 4 km/s a 30.5 km de profundidad.

En la figura 7.1.13 (a y b) mostramos la componente VR de los sismogramas sintéticos obtenidos con el modelo para el perfil Ribadeo- La Guardia y La Guardia-Ribadeo (respectivamente).

Al comparar estos ensamblajes teóricos con los datos (Fig. 7.1.10a para La Guardia-Ribadeo, Fig. 7.1.11a para Ribadeo-La Guardia) se observa que los tiempos de recorrido quedan bien explicados con el modelo. Sin embargo, las amplitudes de los sismogramas sintéticos muestran algunas discrepancias con los datos observados, en cuanto a la relación de amplitudes de las fases S_2S y S_{MS} en torno al punto central de la línea. Sugerimos dos posibles explicaciones para la discrepancia anterior:

1. Puesto que el espesor de los sedimentos y de la capa superior en el centro de la línea se obtiene por extrapolación de los valores determinados en los extremos, puede ocurrir que el espesor de los sedimentos en nuestro modelo sea diferente del real. Las amplitudes de las ondas se ven más afectadas por la heterogeneidad de la capa superior que por la "estructura" de las discontinuidades. Por tanto, la discrepancia entre las amplitudes teóricas y las observadas, puede ser mejorada introduciendo en el modelo una capa sedimentaria de características diferentes.
2. No se puede excluir la posibilidad de una heterogeneidad lateral en la corteza inferior o en la transición corteza-manto a pesar de que estos

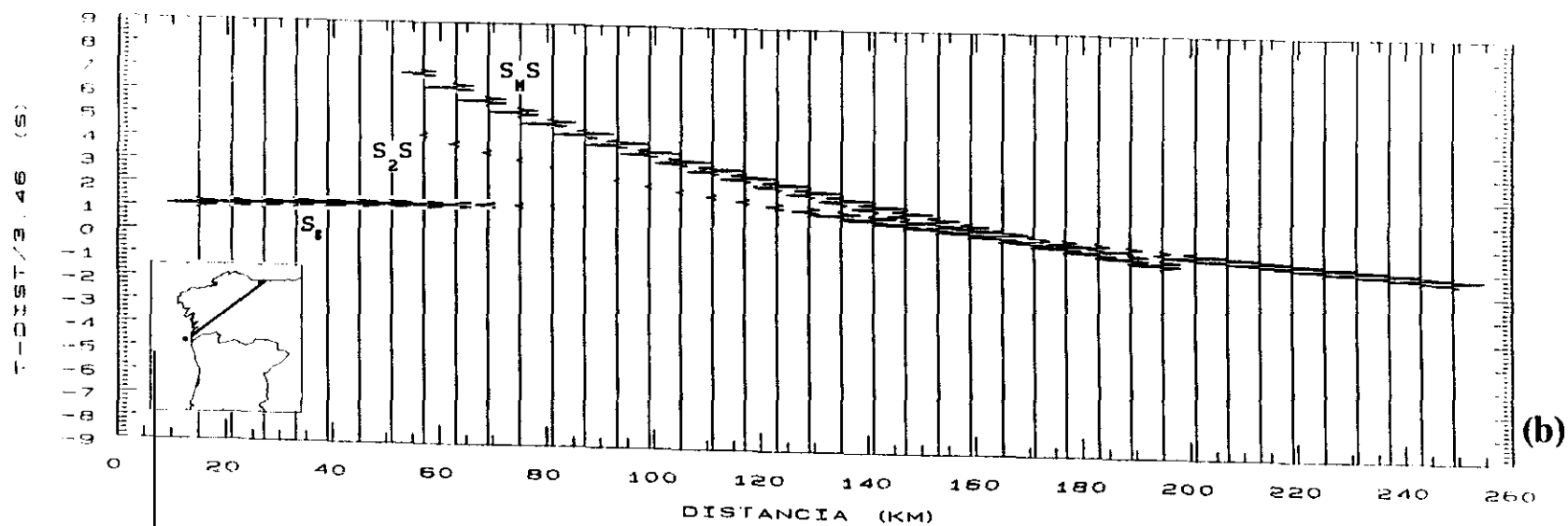
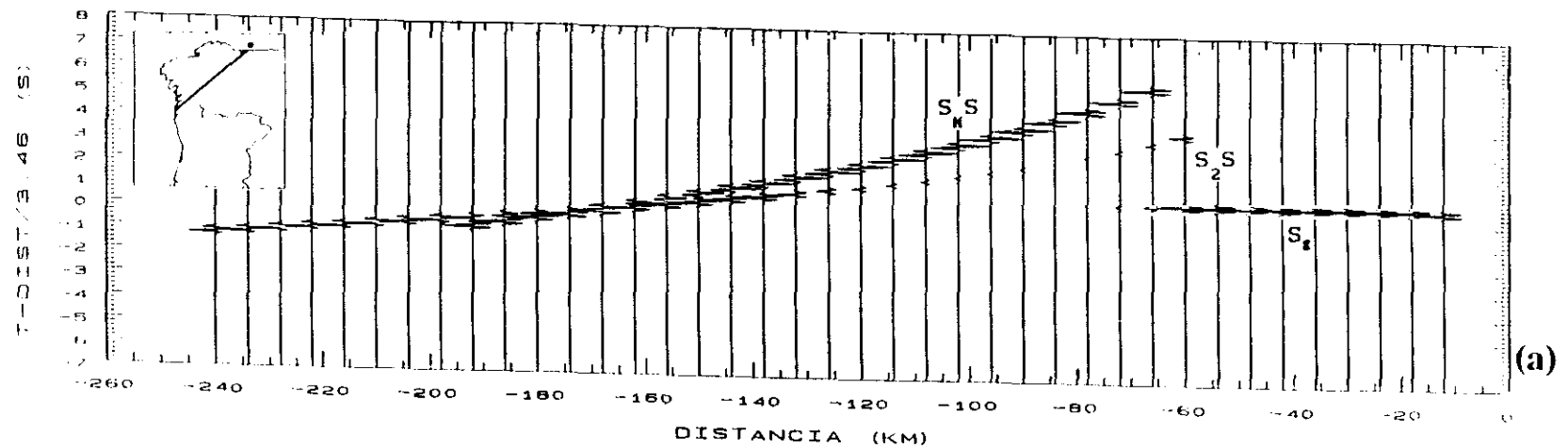


Figura 7.1.13. Ensamblajes sintéticos de ondas S obtenidos a partir del modelo de la figura 7.1.12 para (a) Perfil Ribadeo-La Guardia. (b) Perfil La Guardia-Ribadeo.

detalles en la estructura no pueden resolverse de manera realista con los datos.

7.1.3 Relación de Poisson

Combinando el modelo de velocidad de ondas S (Fig. 7.1.12) con el modelo de velocidad de ondas P (Fig. 7.1.6) podemos obtener el modelo para la relación de Poisson, σ , a partir de la relación:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \left[\frac{v_p^2}{v_s^2} - 1 \right]^{-1} \right]$$

El modelo así obtenido se muestra en la figura 7.1.14 donde podemos observar cómo en la corteza superior el valor de la relación de Poisson

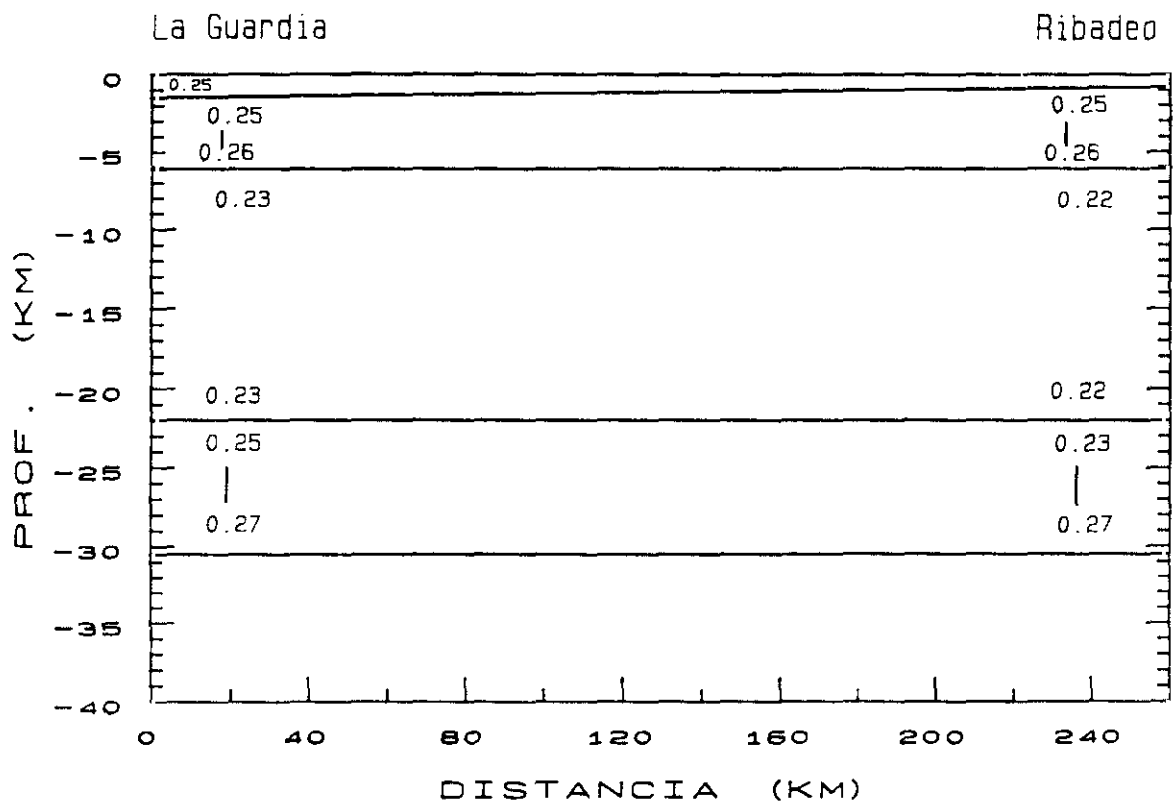


Figura 7.1.14. Modelo de la relación de Poisson, σ , para el perfil invertido Ribadeo-La Guardia.

es 0.25, produciéndose un ligero aumento en la parte inferior del basamento cristalino ($\sigma = 0.26$). En la corteza media, entre 6 y 22 km de profundidad, la relación de Poisson es baja ($\sigma < 0.25$), como era esperable a partir del adelanto de las llegadas S₂S observadas respecto de las curvas de tiempo de recorrido previstas para una velocidad $V_s = V_p/1.73$, y presenta una ligera disminución lateral de SO (0.23) a NE (0.22). En la corteza inferior la relación de Poisson varía lateralmente y aumenta con la profundidad hasta alcanzar un valor elevado de 0.27 en la base de la corteza.

La relación de Poisson varía tanto lateral como verticalmente debido a que en el modelo obtenido a partir de la interpretación de las ondas S las velocidades (V_s) variaban en cada capa independientemente de la variación de las velocidades P (V_p).

7.2 PERFIL VIVERO-VIANA DEL BOLLO

Este perfil, no invertido, se registró a lo largo de una línea de dirección NNO-SSE de 200 km de longitud. Se registraron tres explosiones en mar, (tiros F1, F2 y F20), situadas en el extremo norte de la línea (ver Figura 2.5 y Tabla 2.1). El perfil transcurre íntegramente sobre la zona Astur-Occidental-Leonesa, a través del Manto de Mondoñedo (ver Figuras 2.3 y 2.4).

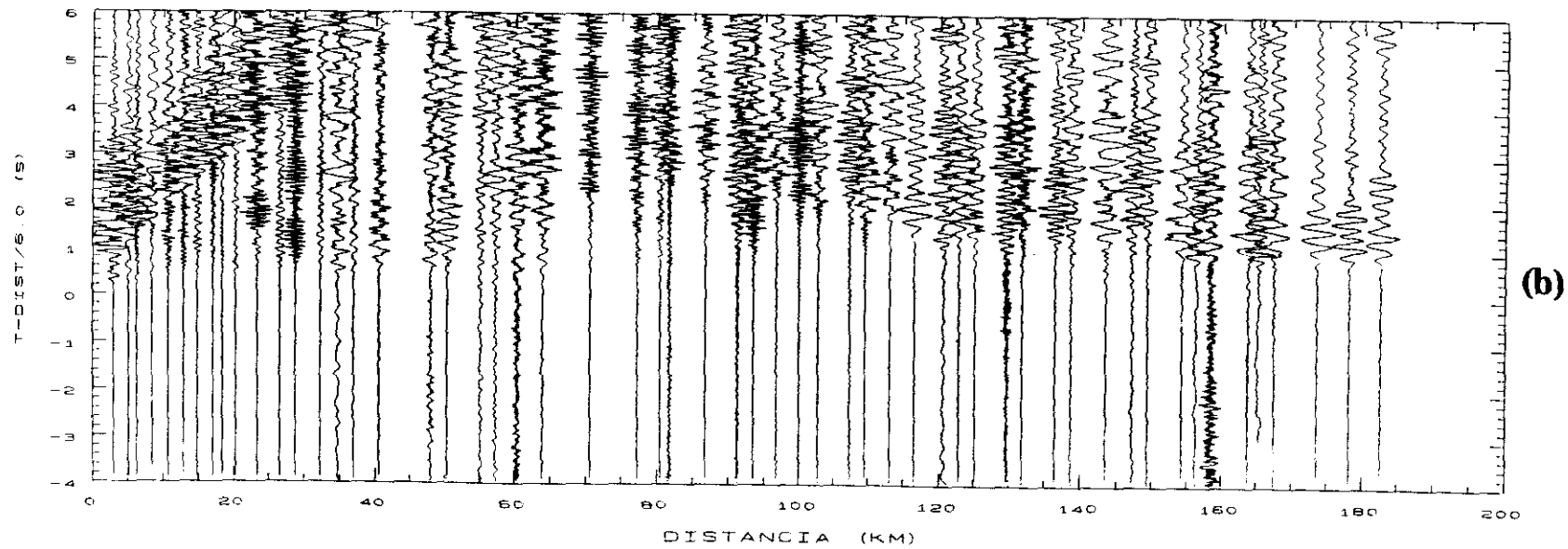
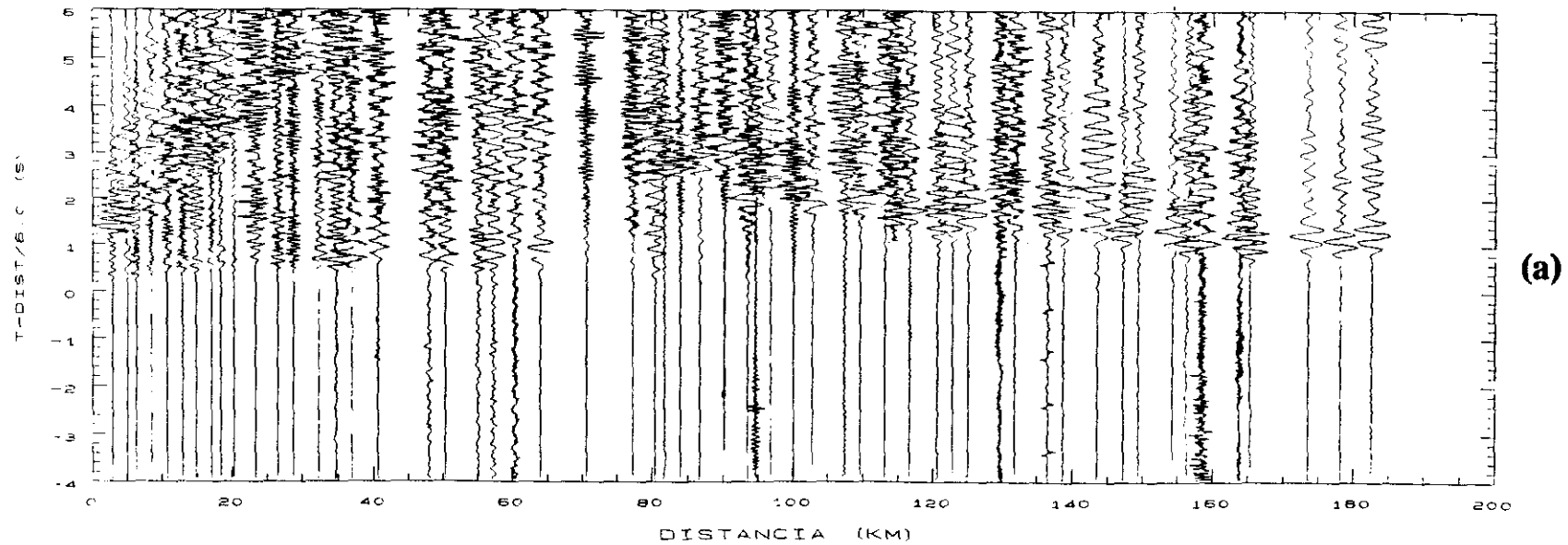
7.2.1 Interpretación de ondas P

En la figura 7.2.1 se presentan los ensamblajes para ondas P del perfil Vivero-Viana del Bollo. Mostramos los ensamblajes obtenidos para las tres componentes de los sismogramas: componente radial, i.e. componente horizontal paralela al perfil (Fig. 7.2.1a); componente transversal, i.e. componente horizontal perpendicular a la línea del perfil (Fig. 7.2.1b) y componente vertical (Fig. 7.2.1c). Los sismogramas de las tres componentes han sido representados con una velocidad de reducción de 6km/s, sin filtrar y con sus amplitudes normalizadas, es decir, la amplitud máxima de cada traza ha sido escalada a un mismo valor constante.

Como se puede observar, la densidad de registros en las tres componentes es grande, aproximadamente un sismograma cada 3.4 km. En los 40 primeros kilómetros de la línea la distancia entre sismogramas es, en promedio, 2.3 km.

El análisis conjunto de las tres componentes de los sismogramas permite establecer con seguridad la correlación de varias fases sísmicas a lo largo del perfil. En la figura 7.2.1c mostramos las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas:

- Desde el principio de la línea y hasta aproximadamente 60 km, observamos unas claras primeras llegadas, identificadas en los ensamblajes como fase P_g . Estas llegadas corresponden a ondas refractadas en la corteza superior cristalina. La velocidad aparente de la fase P_g aumenta progresivamente con la distancia.



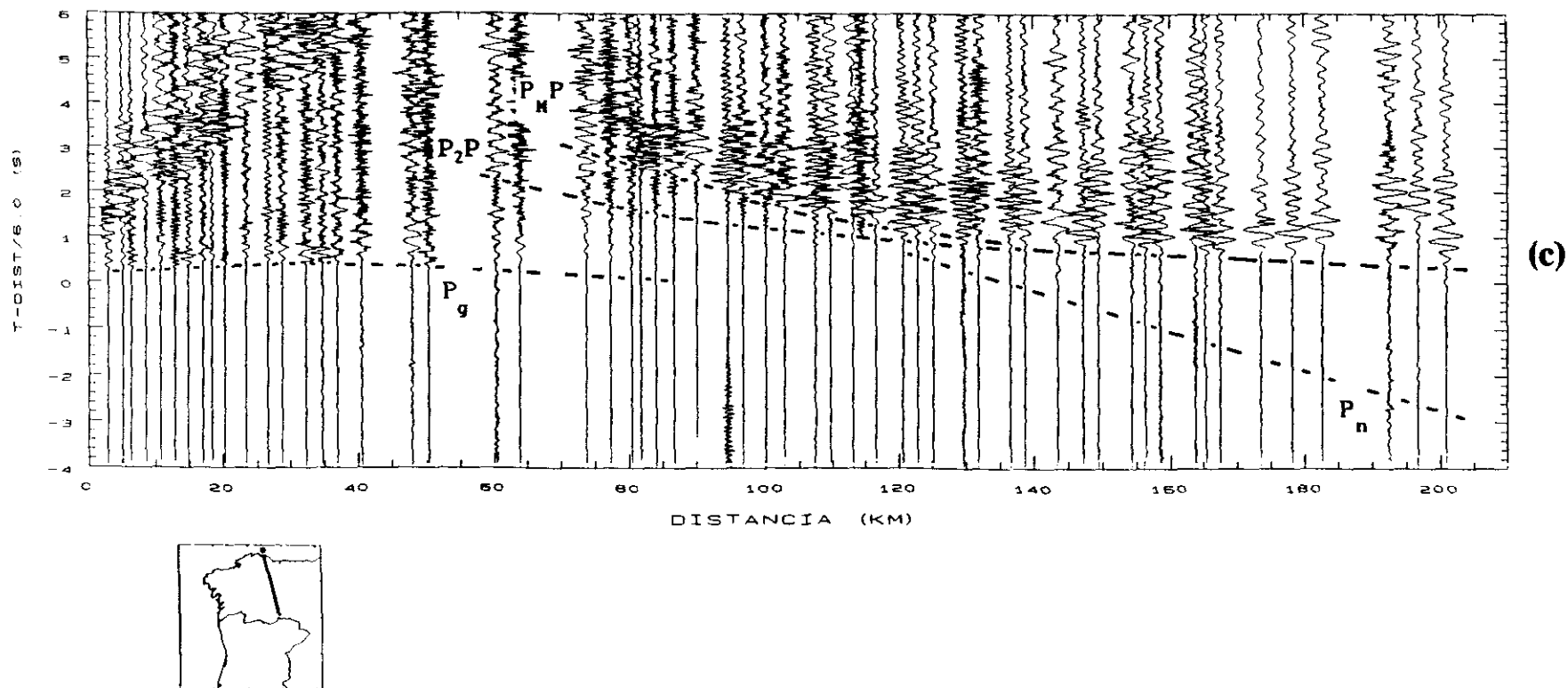


Figura 7.2.1. Ensamblajes de ondas P del perfil Vivero-Viana del Bollo. (a) Componente radial. (b) Componente transversal. (c) Componente vertical, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas.

En el área de cruce de este perfil con el correspondiente a la línea Ribadeo-La Guardia, a unos 60 km del punto de tiro (ver figura 7.2.3), la P_g muestra una velocidad aparente muy alta, de aproximadamente 6.5 km/s.

- Desde aproximadamente 60 km y hasta el final de la línea, hemos correlacionado unas segundas llegadas, identificadas como fase P_2P , que constituyen la respuesta sísmica de la corteza inferior.

- Las llegadas más prominentes en el ensamblaje forman, entre 70 y 140 km del punto de tiro, la fase P_mP , identificada como la reflexión procedente de la discontinuidad corteza-manto.

- A partir de 120 km se observan unas primeras llegadas, con amplitud pequeña, correspondientes a las ondas refractadas en el manto superior, fase P_n .

- Entre las primeras llegadas P_g y las correspondientes a la fase P_2P , puede observarse, en alguna componente de unos pocos sismogramas, alguna llegada de energía, que podría indicar una cierta diferenciación en la corteza media, sin embargo, ni aún filtrando los ensamblajes es posible establecer una correlación para estas llegadas.

Si comparamos la figura 7.2.1 con la figura 7.1.1 (ensamblajes correspondientes al perfil La Guardia-Ribadeo), podemos observar la similitud de las fases correlacionadas en ambos perfiles.

Como ya ocurrió en el perfil La Guardia-Ribadeo, es necesario obtener un nuevo modelo estructural de velocidad para las ondas P, ya que el modelo previo de 1986 no ajusta correctamente las observaciones. Si comparamos los sismogramas sintéticos obtenidos a partir de dicho modelo, mostrados en la figura 7.2.2, con los observados de la figura 7.2.1, observamos importantes discrepancias. Así, por ejemplo:

- En los sismogramas sintéticos (Fig. 7.2.2), entre 140 y 200 km, aparecen unas amplitudes muy fuertes, delante de la fase P_2P , que corresponden a reflexiones procedentes de la Moho y que no están presentes en los sismogramas observados.

- Entre 80 y 110 km las amplitudes teóricas máximas corresponden a la fase P_2P mientras que, en este rango de distancias, los datos observados presentan una clara amplitud dominante para las llegadas de la fase P_mP .

- Entre 40 y 60 km la amplitud relativa teórica de la fase P_g (Fig.

7.2.2) es excesivamente pequeña en comparación con las relaciones de amplitud observadas (Fig. 7.2.1).

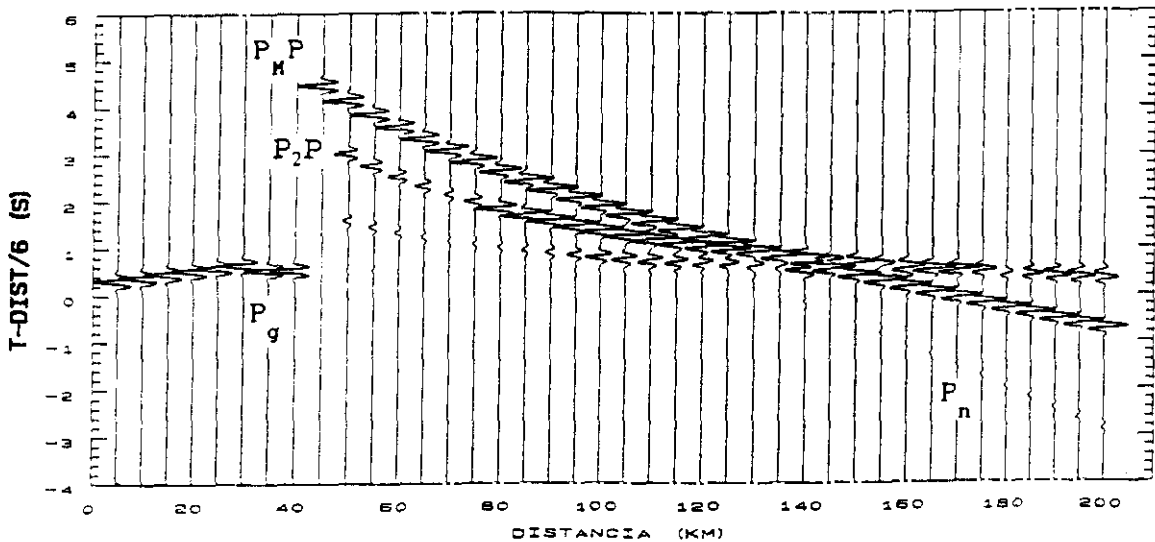


Figura 7.2.2. Sismogramas sintéticos generados para el perfil Vivero-Viana del Bollo a partir del modelo preliminar de 1986 (ver texto).

Insistimos en la importancia de establecer un modelo correcto para las ondas P, ya que al ser las llegadas P más fiables y fácilmente correlacionables que las de las ondas S, proporcionarán el modelo base de la corteza para el desarrollo ulterior del modelo de ondas S; siendo por otra parte, el modelo de ondas P, fundamental para la investigación de ondas convertidas y para la obtención de los valores de la relación de Poisson.

7.2.2.1 ESTRUCTURA SUPERFICIAL

En la figura 7.2.3a mostramos un detalle de las primeras llegadas del perfil Vivero-Viana del Bollo, entre 0 y 120 km del punto de tiro.

Entre 0 y 60 km de distancia la velocidad aparente de la fase P_g aumenta progresivamente con la distancia, presentando tres segmentos de

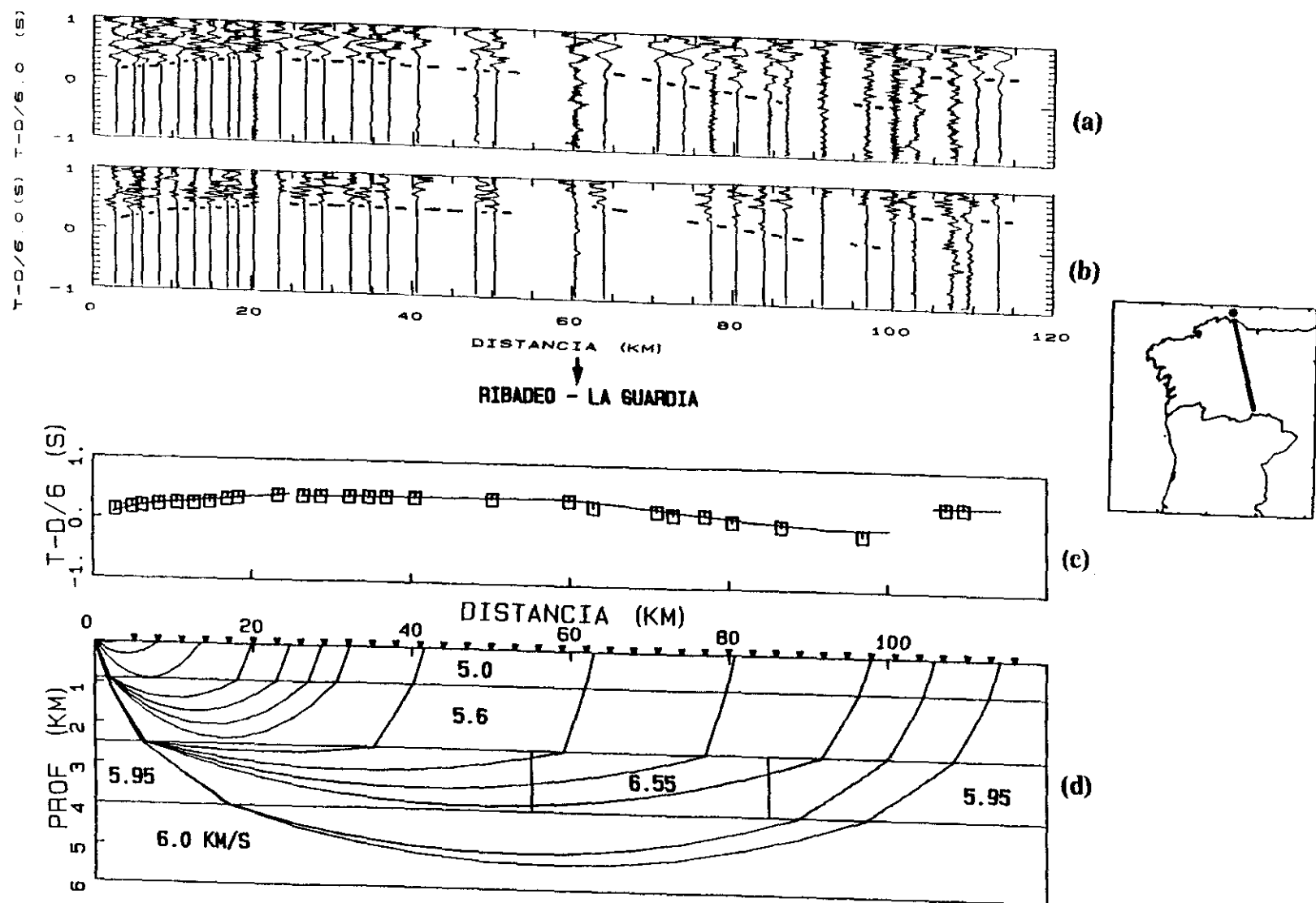


Figura 7.2.3(a) Detalle de las primeras llegadas del perfil Vivero-Viana del Bollo entre 0 y 120 km. (b) Ensamblaje R^*Z (ver texto). (c) Comparación de los tiempos de recorrido observados (cuadrados) y calculados (líneas) a partir del modelo mostrado en d. (d) Modelo estructural de velocidad de ondas P para la corteza superior del perfil Vivero-Viana del Bollo.

velocidades 5.1, 5.6 y 5.95 km/s.

Desde 60 km, distancia a la cual este perfil se cruza con la línea Ribadeo-La Guardia, y hasta aproximadamente 100 km del punto de tiro, las primeras llegadas muestran una velocidad aparente muy alta, aproximadamente 6.55 km/s. A partir de los 100 km todavía pueden correlacionarse unas primeras llegadas con una velocidad aparente de 6 km/s.

Estas llegadas y los correspondientes cambios de velocidad aparente son observables en el ensamblaje resultante del producto de las componentes radial y vertical de los sismogramas, mostrado en la figura 7.2.3b.

El ajuste de los tiempos de recorrido observados (ver figura 7.2.3c) se ha obtenido con el modelo mostrado en la figura 7.2.3d. Las primeras llegadas cerca del punto de tiro corresponden a ondas propagadas con una velocidad de 5 km/s en la superficie. Por debajo de esta capa superficial, de menos de 1 km de profundidad y con un fuerte gradiente de velocidad ($0.2s^{-1}$), introducimos otras dos capas con velocidades de 5.6 km/s (gradiente $0.08s^{-1}$) y 5.95 km/s (gradiente $0.01s^{-1}$), para explicar las llegadas observadas hasta 60 km de distancia.

A partir de esta distancia, la alta velocidad de las primeras llegadas puede ser explicada por rayos que penetran y se propagan en una capa de velocidad 6.55 km/s. La extensión y profundidad de esta zona de alta velocidad quedan bien delimitadas en el modelo: para cortar las primeras llegadas con velocidad alta a partir de aproximadamente 100 km de distancia del punto de tiro, la capa de velocidad 6.55 km/s no puede extenderse más allá de, aproximadamente, 85 km; esto, unido al hecho de que a partir de los 100 km volvemos a observar primeras llegadas con una velocidad aparente de 6.0 km/s, no permite extender esta zona de alta velocidad por debajo de los 4 km de profundidad.

La posición de la zona de alta velocidad, discutida en este modelo, concuerda, por tanto, con la que obtuvimos al intentar explicar la alta velocidad de la P_g observada en el perfil Ribadeo-La Guardia (ver apartado 7.1.1.1b). De la combinación de los modelos obtenidos en ambos

perfiles, se obtiene una estructura geológica con una disposición paralela a la dirección general de la virgación hercínica. Los estudios estratigráficos y estructurales de Martínez Catalán (1981) en el Manto de Mondoñedo, caracterizan esta zona por una gran deformación, donde las estructuras se encuentran dobladas por pliegues de gran longitud de onda en una disposición subparalela a la virgación hercínica. Por tanto, nuestro modelo concuerda con estos resultados y podría estar relacionado con uno de estos pliegues. Por otra parte, esta zona de velocidad anómala puede estar relacionada con la anomalía magnética regional definida por Aller (1986) para este área.

7.2.1.2 ESTRUCTURA PROFUNDA

En principio, puesto que el perfil Vivero-Viana del Bollo no ha sido invertido, sólo podremos deducir un modelo estructural velocidad-profundidad unidimensional. En una primera etapa obtuvimos un modelo unidimensional para el perfil interpretando y ajustando únicamente los tiempos de recorrido. Posteriormente, incorporamos la información de la frecuencia y amplitud y calculamos con el método de reflectividad los sismogramas sintéticos, hasta que ajustamos los detalles de la función velocidad-profundidad. Finalmente, incorporamos al modelo las variaciones laterales encontradas en la corteza superior (figura 7.2.3d) para obtener el modelo final mostrado en la figura 7.2.4.

Como vemos, la geometría global del modelo es muy sencilla, capas planas paralelas; pero como ya hemos indicado, el hecho de que el perfil no esté invertido, no permite establecer de manera realista una topografía complicada para las discontinuidades. El modelo, sin embargo, está contrastado con el obtenido en el apartado anterior para el perfil Ribadeo-La Guardia, con el cual se cruza la línea, existiendo una concordancia global tanto en la posición de las discontinuidades como en los valores de velocidad encontrados.

Como ya indicamos al describir los datos, la ausencia de correlaciones entre las fases P_g y P_2P proporciona una corteza media gruesa entre 6 y 22 km de profundidad, con una velocidad constante de 6.15 km/s.

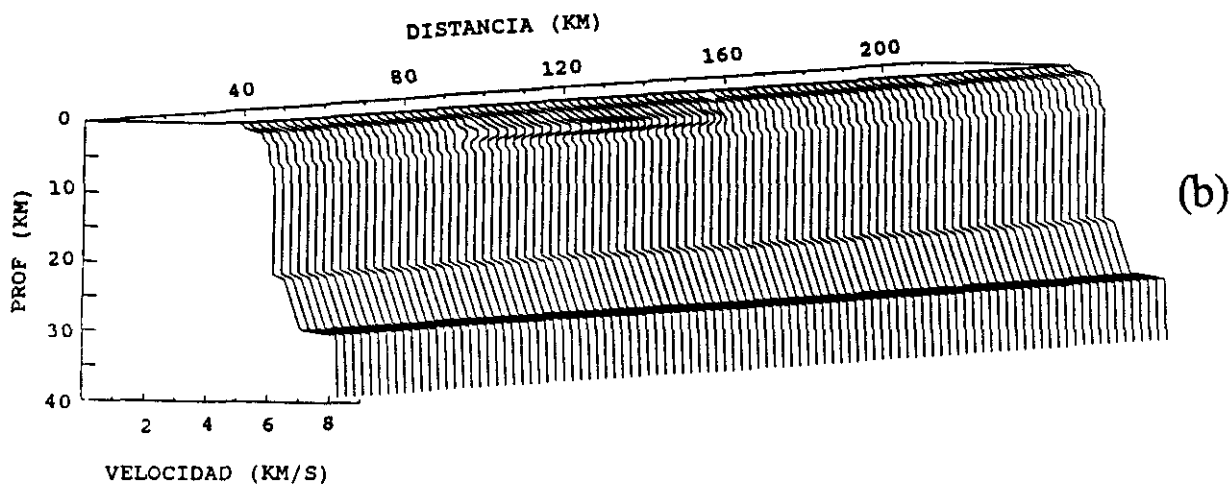
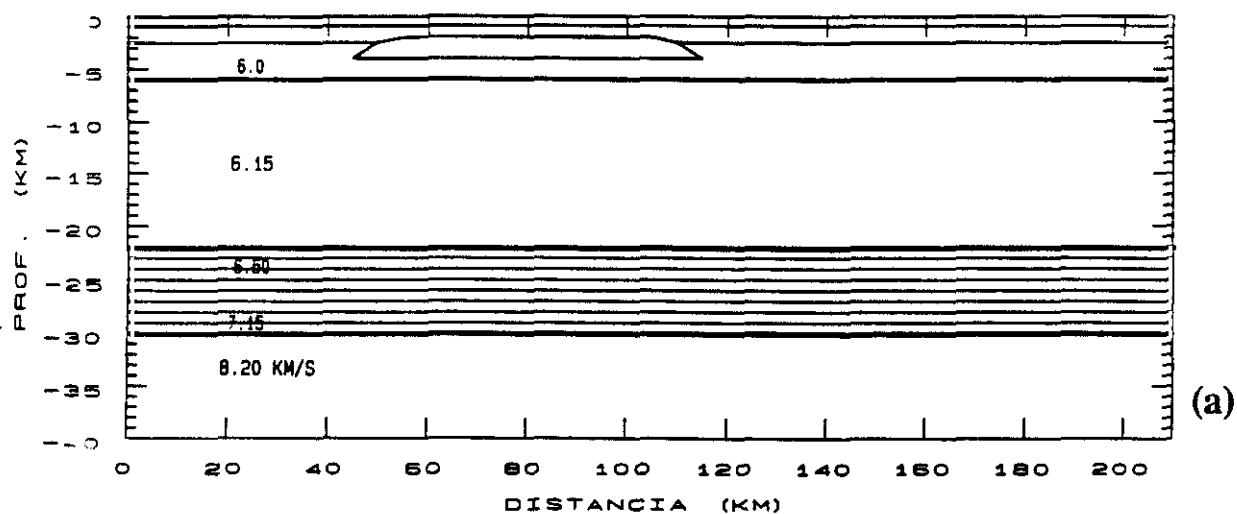


Figura 7.2.4 (a) Modelo bidimensional de velocidad de ondas P para el perfil Vivero-Viana del Bollo. La zona rayada muestra la corteza inferior laminada. (b) Representación en perspectiva de la distribución $V(z)$.

A 22 km de profundidad, la velocidad salta de 6.15 km/s a 6.5 km/s. Este reflector constituye el límite superior de la corteza inferior y da lugar a la fase P₂P correlacionada en los ensamblajes (figura 7.2.1).

En la figura 7.2.5a mostramos un detalle del segmento central de la línea, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas P₂P y P_mP. Podemos observar, como ya indicamos al realizar el análisis espectral de los datos en el Capítulo 3, que las llegadas P_mP van precedidas por unos trenes de ondas reverberantes de frecuencia más alta. La primera de estas llegadas es la que hemos correlacionado como fase P₂P. Como vemos en la figura 7.2.5, estas llegadas son dependientes de la frecuencia: son difícilmente visibles en el ensamblaje tratado con un filtro paso-baja de 5 Hz (figura 7.2.5b) y se resaltan en el ensamblaje filtrado paso-alta (figura 7.2.5c). Como ya analizamos en el Capítulo 3 no se trata de un efecto debido a las condiciones en el lugar de registro, ni tampoco atribuible a un efecto de la fuente, ya que en este campo de distancias, entre 70 y 120 km del punto de tiro, hay registros de los tres tiros utilizados. Por tanto, debe ser la estructura en la corteza inferior la que se comporta selectivamente con las frecuencias de las señales sísmicas que proceden de ella.

Este fenómeno ha sido observado en datos de refracción sísmica de otras zonas del Hercínico en Europa (Deichmann y Ansorge, 1983; Gajewski y Prodehl, 1987; Lüschen et al., 1987; Wenzel et al., 1987; Gajewski, 1989b; Zeis et al., 1990) y perfectamente modelado introduciendo una laminación (alternancia de capas de alta y baja velocidad) en la corteza inferior.

Ahora bien, debemos tener presente que la respuesta de la tierra siempre depende del contenido de frecuencias de las ondas sísmicas, de manera que una estructura compleja, como por ejemplo una zona laminada, sólo podrá ser correctamente detectada a partir de datos con frecuencias suficientemente altas. Lüschen et al. (1987, 1989) han demostrado que para resolver la laminación de la corteza inferior con datos de refracción, es necesario tener frecuencias dominantes mayores de 15-20 Hz. En nuestros datos, como reflejan los resultados del Capítulo 3, las frecuencias dominantes son bajas, siempre inferiores a 12 Hz y, en general, en torno

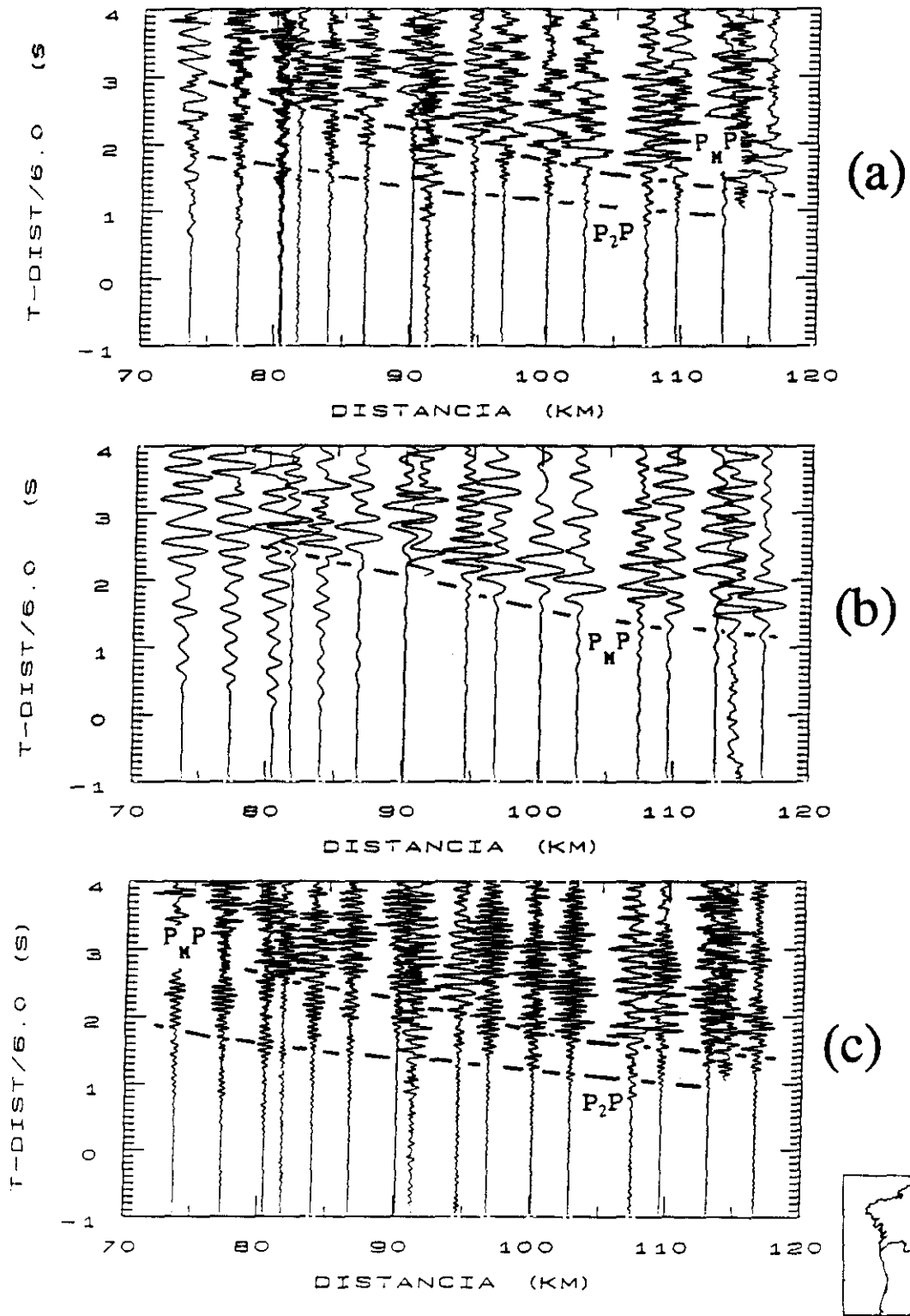


Figura 7.2.5 (a) Ensamblaje detalle de las fases P₂P y P_MP del perfil Vivero-Viana del Bollo entre 70 y 120 km. (b) Ensamblaje filtrado paso-baja 5 Hz. (c) Ensamblaje filtrado con paso-banda 8-22 Hz.

a los 5 Hz. Su interpretación, por tanto, no puede revelar en detalle la complejidad de la corteza, sino que representa sólo un promedio para la longitud de onda dominante (aproximadamente 1200-1400 m).

Para explicar los tiempos y alcance de recorrido de la fase PnP procedente de la reflexión en la discontinuidad de Mohorovičić, ha sido necesario introducir un fuerte gradiente de velocidad (0.08 s^{-1}) en la corteza inferior, de tal forma que la velocidad aumenta progresivamente hasta alcanzar un valor de 7.15 km/s a una profundidad de 30 km (figura 7.2.4).

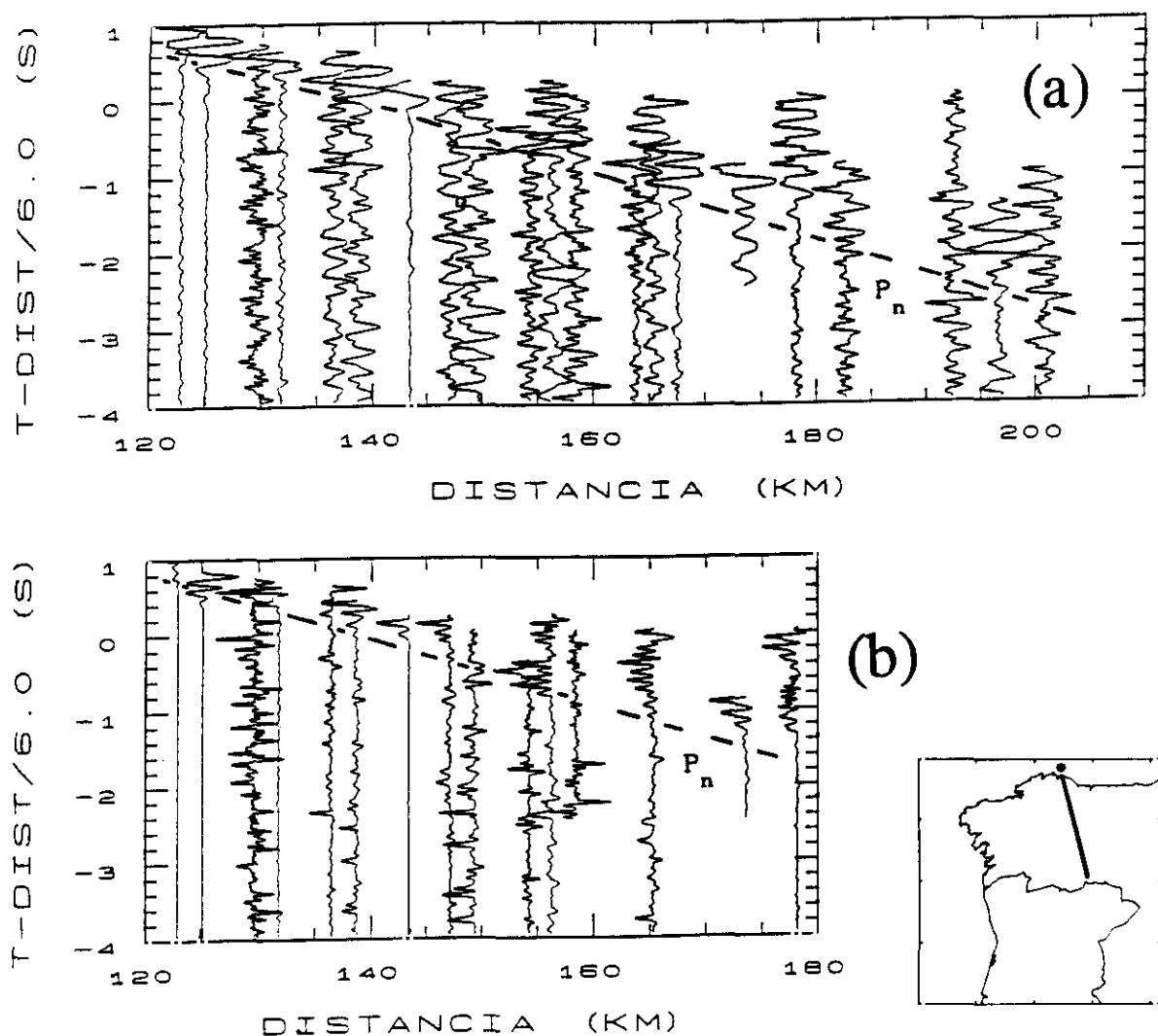


Figura 7.2.6. Detalle de la fase Pn del perfil Vivero-Viana del Bollo. (a) Ensamblaje de la componente vertical, filtrado (1-20) Hz. (b) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical de los sismogramas.

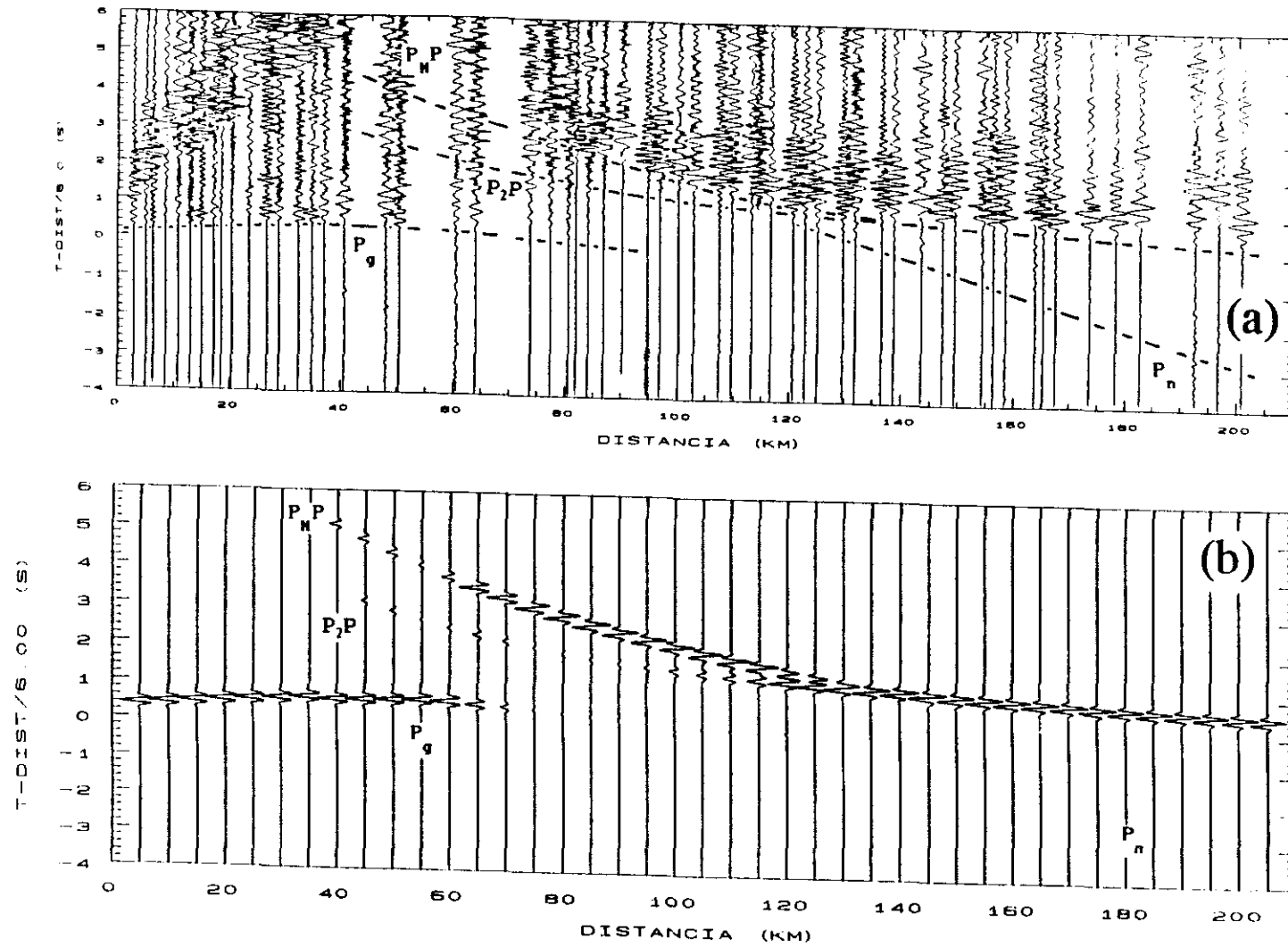


Figura 7.2.7(a) Ensamblaje de ondas P, (filtrado 1-20 Hz), para la componente vertical del perfil Vivero-Viana del Bollo, con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la fig. 7.2.4. (b) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados con el modelo de la fig. 7.2.4.

La fase P_n , cuya amplitud y coherencia entre componentes depende de las condiciones locales, como muestra la figura 7.2.6, ha sido interpretada como la onda refractada a través del manto superior, obteniéndose una velocidad de 8.2 km/s inmediatamente debajo de la discontinuidad corteza-manto. Las pequeñas amplitudes de esta fase se han ajustado introduciendo un ligero gradiente de velocidad (0.005 s^{-1}) entre 30 y 40 km de profundidad.

En la figura 7.2.7b se muestran los sismogramas sintéticos calculados a partir del modelo de la figura 7.2.4. Para facilitar su comparación con los datos, mostramos en la figura 7.2.7a los sismogramas observados, representados a la misma escala; sobre estos hemos dibujado las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo.

La comparación de los sismogramas sintéticos y los observados muestra que el modelo obtenido explica satisfactoriamente los datos, no solo en cuanto a tiempos de recorrido sino también en cuanto a las relaciones de amplitud de las fases observadas.

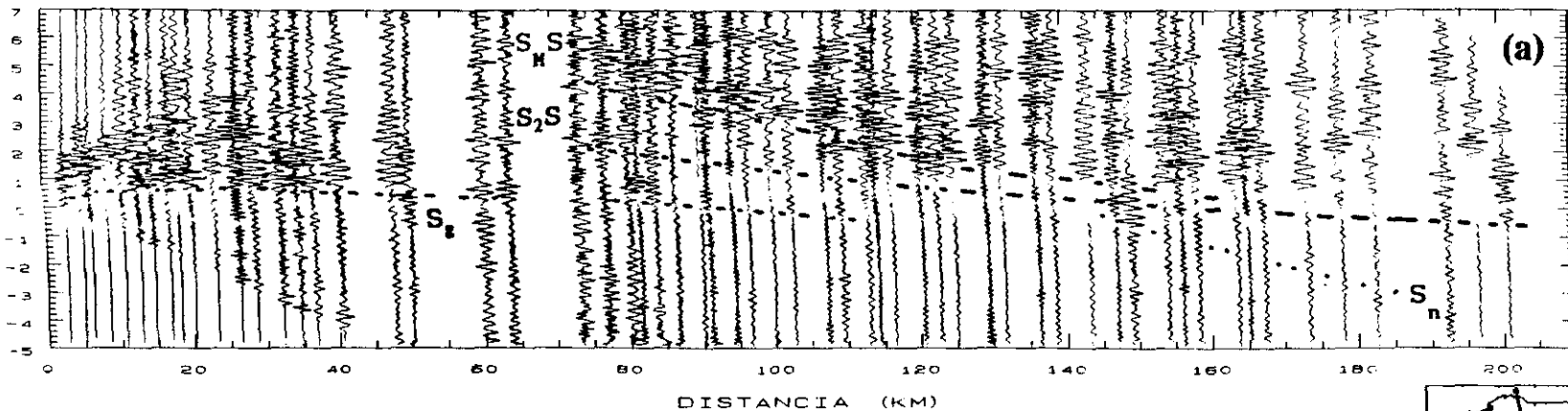
7.2.2. Interpretación de ondas S

En la figura 7.2.8 se muestran los ensamblajes para ondas S de las tres componentes de los sismogramas del perfil Vivero-Viana del Bollo, así como los ensamblajes resultantes del producto de las componentes vertical y radial. Los ensamblajes han sido dibujados con una velocidad de reducción de $6/1.73 = 3.46 \text{ km/s}$ y una escala de tiempos reducidos igual a la de los ensamblajes de ondas P dividida por 1.73.

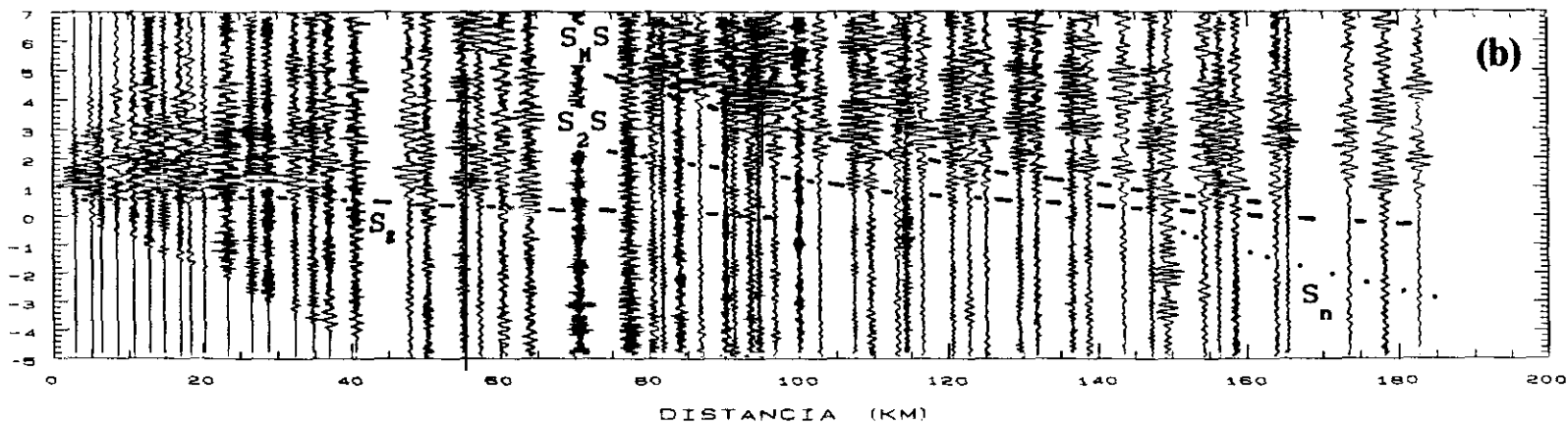
Para la identificación y correlación de las llegadas de ondas S, hemos analizado conjuntamente las tres componentes de los sismogramas, estudiando el comportamiento espectral y la polarización de las fases, siguiendo el planteamiento formulado en los Capítulos 3 y 4 de este trabajo.

Como se puede ver en la figura 7.2.8, se han identificado las mismas fases que se correlacionaron para las ondas P. La principal diferencia

T-DIST/3.46 (S)



T-DIST/3.46 (S)



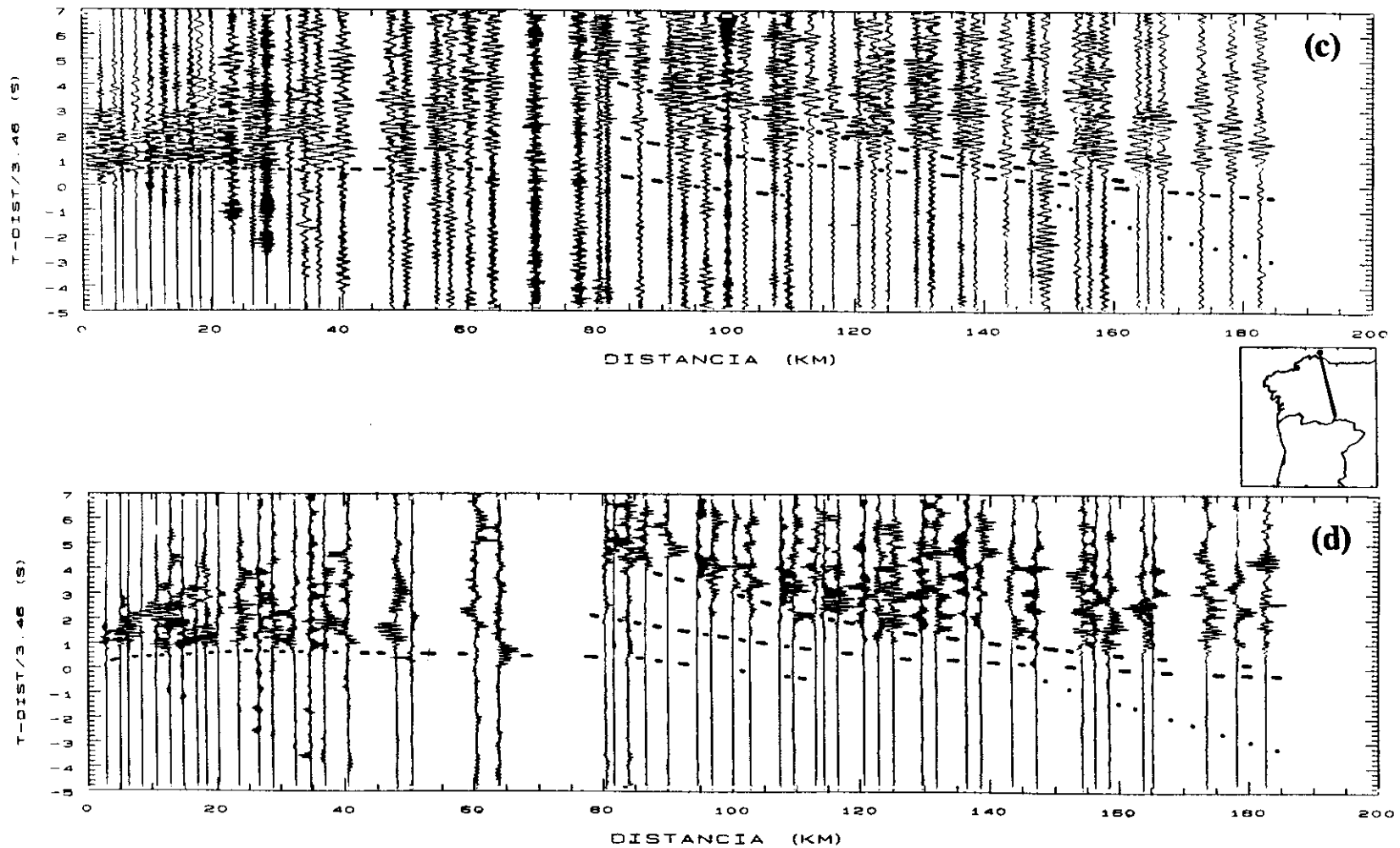


Figura 7.2.8. Ensamblajes de ondas S del perfil Vivero-Viana del Bollo. (a) Componente vertical filtrada (1-13 Hz). (b) Componente radial. (c) Componente transversal. (d) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical. Las líneas dibujadas indican las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas.

estriba en que la fase S_n no se puede identificar con certeza. Utilizando un par de llegadas más fiables en los sismogramas situados aproximadamente 147 y 173 km de distancia y considerando la distancia crítica de la fase S_{mS} a 80 km, hemos marcado, con una línea de puntos en la figura, el rango de distancias donde debería aparecer la fase S_n .

En las tres componenets de los sismogramas, puede observarse una clara fase S_g hasta, aproximadamente, 60 km de distancia. La velocidad aparente de esta fase aumenta con la distancia. Entre 80 y 120 km se observan unas llegadas (más claramente en los ensamblajes filtrados) con mayor velocidad aparente y amplitudes más debiles que permiten prolongar la fase S_g en este rango de distancias y que representan la respuesta de las ondas S a la zona de alta velocidad previamente detectada con las ondas P.

Desde aproximadamente 80 km y hasta el final de la línea, pueden correlacionarse unas llegadas, con diferente claridad según el sismograma y la componente, identificadas como fase S_{2S} .

Entre 80 y 160 km, la fase S_{mS} es claramente reconocible en las tres componentes de los sismogramas.

Siguiendo el método descrito anteriormente, utilizaremos como modelo de partida para la interpretación de las ondas S el modelo de velocidad de ondas P, dividiendo los valores de las velocidades por 1.73 y manteniendo la posición de las discontinuidades.

Así, para obtener una primera estimación cualitativa de las velocidades de las ondas S o, lo que es lo mismo, de las desviaciones de la relación de Poisson del valor 0.25, compararemos los ensamblajes de ondas P y S haciendo coincidir las líneas de tiempo reducido cero. Al hacer esto observamos que:

- Las ondas de cizalla procedentes de la corteza superior cristalina (fases S_g) llegan, generalmente, a los tiempos de recorrido esperados para una relación de Poisson de 0.25.

- El gradiente de velocidad de las ondas S en la corteza superior es similar al de las ondas P, produciéndose, a partir de aproximadamente 60

km, un adelanto en las llegadas, es decir, un aumento en la velocidad aparente de la fase S_g similar al observado para las ondas P.

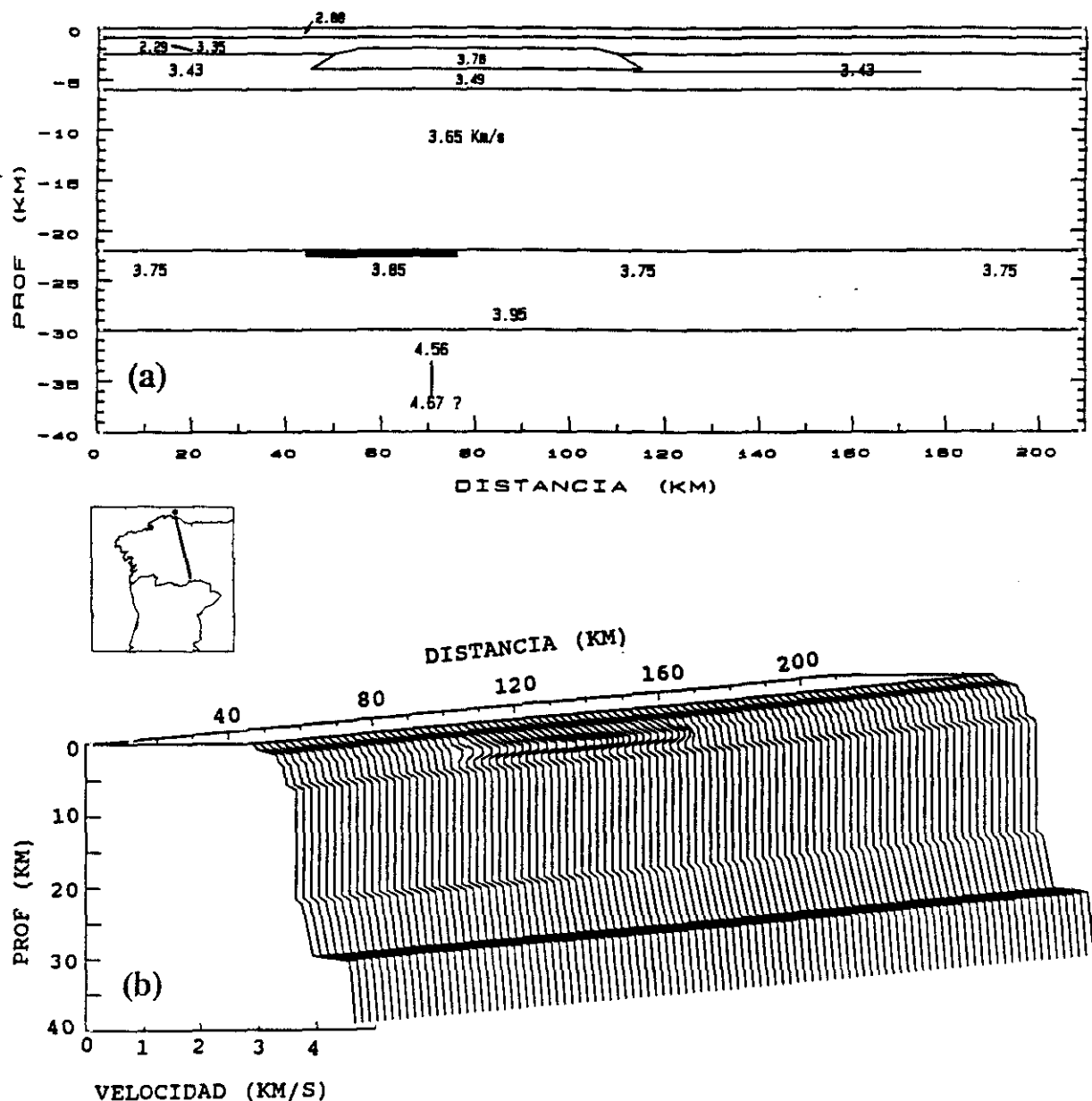


Figura 7.2.9(a). Modelo bidimensional de velocidad de ondas S para el perfil Vivero-Viana del Bollo. (b) Representación en perspectiva de la distribución $V_s(z)$.

- Las reflexiones de las ondas de cizalla procedentes de la base de la corteza media (fase S₂S) llegan antes de lo esperado para una relación de Poisson de 0.25 en la corteza media. Para distancias de recorrido mayores de 130 km, el adelanto es mayor de 1 segundo.

- Las ondas de cizalla procedentes de la reflexión en la Moho (fase S_MS), que constituyen la fase dominante entre 75 y unos 125 km de distancia, llegan aproximadamente a los tiempos de recorrido esperados para una relación de Poisson de 0.25 para toda la corteza.

Teniendo presente estas consideraciones, modificamos nuestro modelo de partida hasta obtener el modelo final de ondas S mostrado en la figura 7.2.9. Para ajustar los tiempos de recorrido y las amplitudes de los datos observados, hemos utilizado el método de trazado de rayos y de cálculo de sismogramas sintéticos de Červený para medios inhomogéneos lateralmente.

En la corteza superior, como podemos ver en la figura 7.2.9, la velocidad de las ondas S aumenta progresivamente con la profundidad desde un valor de aproximadamente 3 km/s en la superficie hasta 3.49 km/s a la profundidad de 6 km. Para modelar el aumento progresivo de la velocidad aparente de la fase S_g con la distancia, se han mantenido las capas superficiales del modelo de ondas P. En estas capas, el gradiente de velocidad de las ondas S disminuye a medida que aumenta la profundidad, para reproducir las llegadas S_g de amplitud pequeña observadas a grandes distancias. La alta velocidad aparente de la fase S_g observada a partir de 60 km procede de los rayos que atraviesan el bloque de alta velocidad (3.78 km/s) descrito en el apartado 7.2.1.1.

Una corteza media, entre 6 y 22 km de profundidad, con una velocidad constante de 3.65 km/s explica los tiempos de recorrido de la fase S₂S, resultante de la reflexión en la discontinuidad situada a 22 km de profundidad. Esta velocidad de 3.65 km/s es sensiblemente superior a la esperada para una relación de Poisson de 0.25.

Para explicar las variaciones laterales observadas en las amplitudes relativas de las llegadas S₂S y ajustar la fase S_MS, es necesario introducir una variación lateral en la velocidad de las ondas S en la

corteza inferior. Como vemos en la figura 7.2.9b, el salto de velocidad en la discontinuidad situada a 22 km de profundidad, es mayor en el NO de la línea (3.65-3.85 km/s) y disminuye hacia el SE (3.65-3.75 km/s).

En la corteza inferior la velocidad aumenta con la profundidad hasta alcanzar un valor de 3.95 km/s a 30 km de profundidad. En esta discontinuidad corteza-manto se produce un aumento brusco de velocidad. Basándonos en la velocidad aparente de la fase S_n , tentativamente correlacionada, y en las amplitudes relativas de la fase S_{KS} , encontramos una velocidad de 4.56 km/s en la parte superior del manto.

En la figura 7.2.10 (a y b) se muestran los tiempos de recorrido y los sismogramas sintéticos obtenidos con el modelo de la figura 7.2.9. Como podemos ver, la concordancia entre los datos observados y los teóricos es suficientemente satisfactoria.

7.2.3 Relación de Poisson

Combinando el modelo de velocidad obtenido para las ondas P (figura 7.2.4) con el obtenido a partir de la interpretación de las ondas S (figura 7.2.9), obtenemos el modelo para la relación de Poisson, σ , mostrado en la figura 7.2.11.

En la corteza superior, entre 2 y 6 kilómetros de profundidad, el valor de σ es de 0.25, como podíamos esperar de la similitud entre las fases P_g y S_g , observada al superponer los ensamblajes de ondas P y S.

En la corteza media, entre 6 y 22 kilómetros de profundidad, la relación de Poisson es baja, menor que 0.25, como era previsible a partir del adelanto de las llegadas S_2S observadas respecto de las previstas para una velocidad $V_s = V_p/1.73$. Los valores constantes de las velocidades P y S proporcionan un valor constante de $\sigma = 0.23$ para esta zona de la corteza.

En la corteza inferior, la distinta e independiente variación lateral de las velocidades para las ondas P y S dan lugar a fuertes

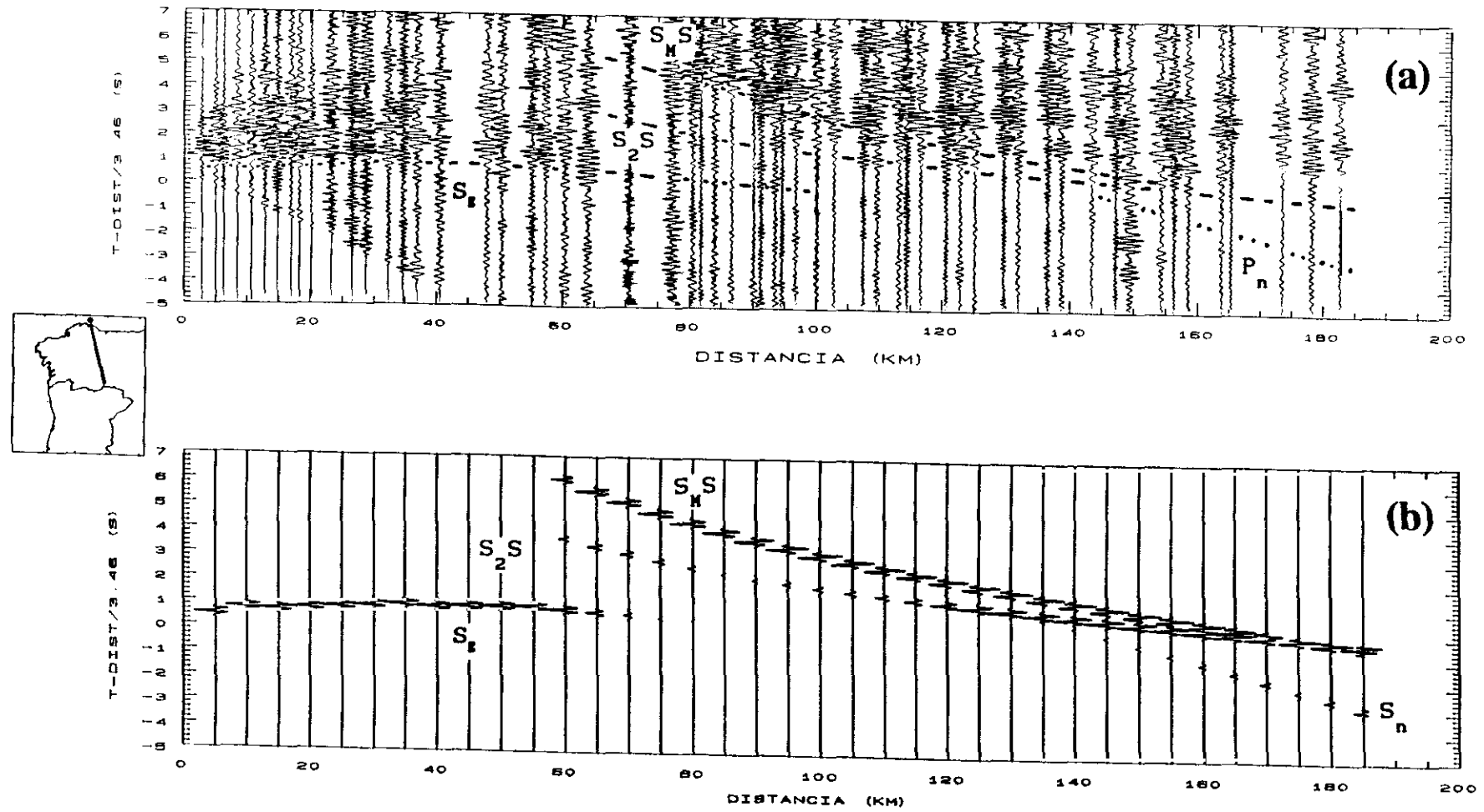


Figura 7.2.10. Perfil Vivero-Viana del Bollo: (a) Ensamblaje de ondas S para la componente radial, (filtrado 1-13 Hz), con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la fig. 7.2.9. (b) Componente radial de los sismogramas sintéticos calculados a partir del modelo de la fig. 7.2.9.

variaciones laterales en los valores de la relación de Poisson. El valor de σ aumenta con la profundidad hasta alcanzar un valor elevado de $\sigma = 0.28$ en la base de la corteza.

En el manto superior el valor de σ estimado, a partir de la relación entre las velocidades aparentes de las fases P_n y S_n , es también alto, $\sigma = 0.27$.

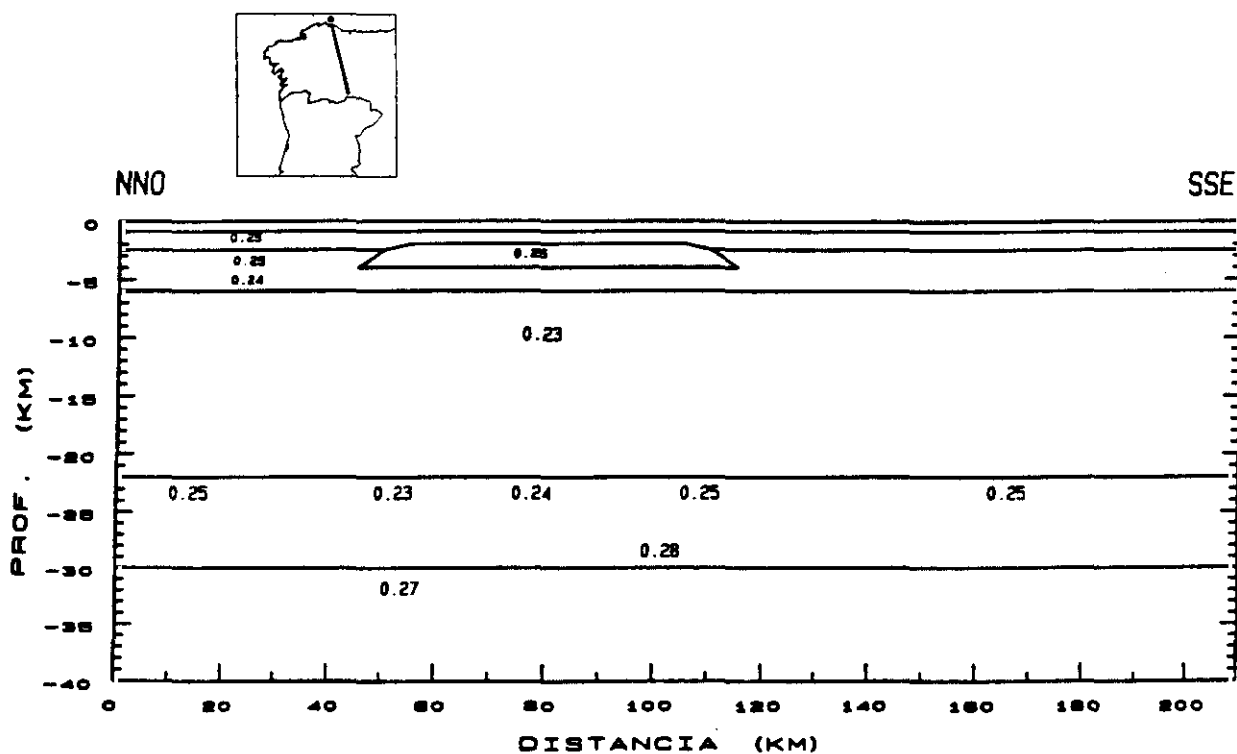


Figura 7.2.11. Modelo de la relación de Poisson, σ , para el perfil Vivero-Viana del Bollo.

7.3 PERFIL FINISTERRE-SARRIA

En este perfil de 140 kilómetros de longitud de registro y dirección ONO-ESE, se registraron dos explosiones en mar realizadas en Finisterre (tiros C1 y C2) y una explosión en tierra (tiro H3) realizada en el centro de la línea (en Touro). Este tiro permite invertir la línea de registro entre Finisterre y Touro (ver Figura 2.5 y Tabla 2.1).

De oeste a este, el perfil transcurre sobre la zona Centro-Ibérica, atraviesa la Unidad Malpica-Tuy (o fosa blastomilonítica), cruza en su parte central el Macizo de Ordenes y atraviesa en su extremo oriental la formación porfiroide de Ollo de Sapo (ver Figuras 2.3 y 2.4).

7.3.1 Interpretación de ondas P

Puesto que el perfil cruza unidades geológicas bien diferenciadas, es posible que existan importantes variaciones laterales en la distribución velocidad-profundidad, especialmente en la estructura próxima a la superficie. Como ya indicamos anteriormente, para poder tener en cuenta tales variaciones laterales es necesario disponer de, al menos, dos puntos de tiro que generen observaciones invertidas que se solapen, para poder aplicar un método de interpretación bidimensional.

Afortunadamente, en esta línea la distancia entre los puntos de tiro invertidos, en Finisterre y en Touro, 80 km, es suficiente para que los rayos que atravesasen en los dos sentidos los correspondientes rangos de profundidad, cubran la misma zona.

Iniciamos, por tanto, la interpretación de este perfil ajustando en primer lugar los datos que dan información de la parte superficial.

7.3.1.1 ESTRUCTURA SUPERFICIAL

El detalle de las primeras llegadas obtenidas a partir de los registros de los tiros en mar, mostrado en la figura 7.3.1a, refleja la complejidad de la estructura superficial. Como podemos observar la fase

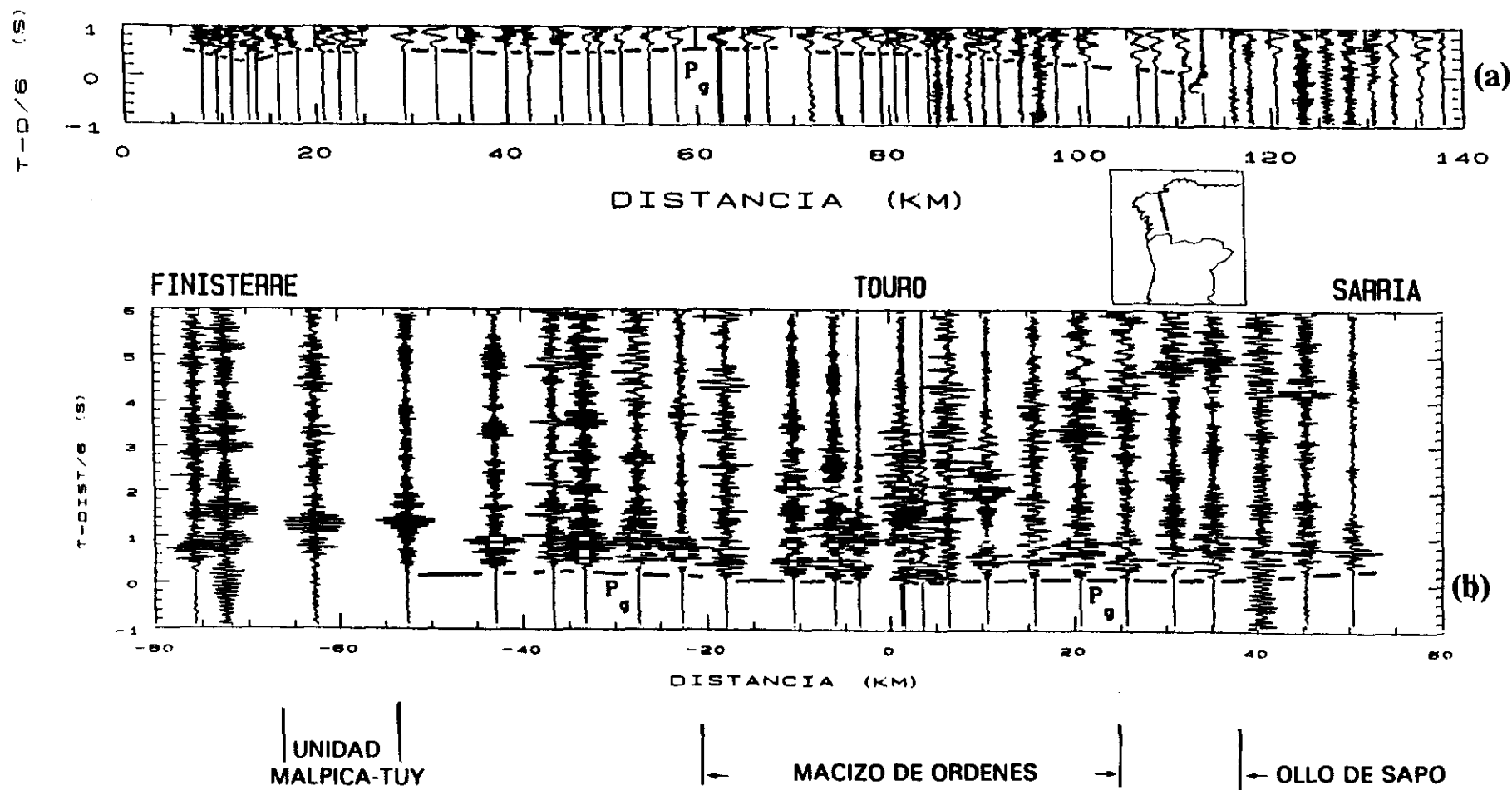


Figura 7.3.1(a). Detalle de las primeras llegadas del perfil Finisterre-Sarria para los tiros C1 y C2. (b) Ensamblaje de ondas P del perfil Finisterre-Sarria para el tiro H3, con las curvas de tiempo de recorrido de las primeras llegadas correlacionadas.

P_g , observable hasta una distancia de 110 km, presenta una sucesión de velocidades aparentes altas y bajas que se corresponde con las características geológicas observadas en superficie.

El tiro realizado en el centro de la línea (en Touro), nos permite invertir el perfil hacia el oeste (Finisterre) y nos proporciona información de la parte superficial hasta el final de la línea (Sarria). En la figura 7.3.1b mostramos el ensamblaje de ondas P correspondiente al tiro H3. En esta figura podemos observar, al este del punto de tiro, ligeramente detrás de la fase P_g , unas llegadas posteriores de gran amplitud que pueden correlacionarse sobre un cierto rango de distancias. Estas llegadas claramente observables en el ensamblaje detallado de la figura 7.3.2, no fueron consideradas en la interpretación previa de este perfil (Córdoba y Banda, 1988). Mediante el análisis de polarización de los datos se comprobó que dichas llegadas son fases P y como tales son interpretadas.

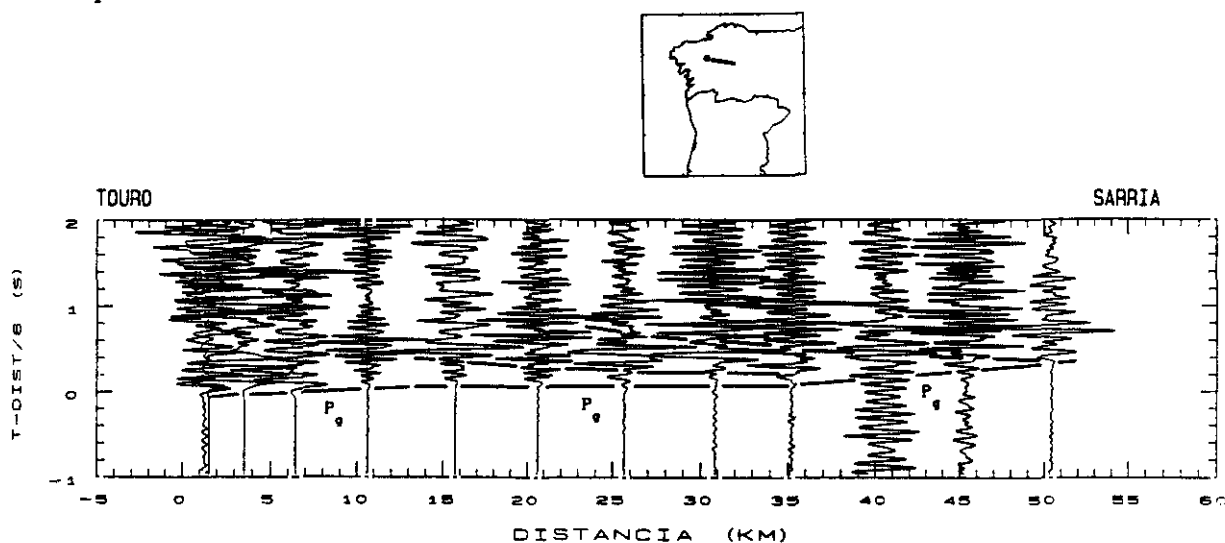


Figura 7.3.2 Ensamblaje de ondas P del perfil Finisterre-Sarria, correspondiente al tramo Touro-Sarria registrado con el tiro H3. Las líneas trazadas indican las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas.

* En el tramo Touro-Sarria (figura 7.3.2), las primeras llegadas, correspondientes a la fase P_g , presentan tres segmentos diferentes en cuanto a su velocidad aparente: Hasta 15 km de distancia la velocidad es de 5.7 km/s, entre 15 y 35 km las llegadas presentan una velocidad aparente de 6.0 km/s, a partir de esta distancia, la velocidad disminuye

bruscamente a 5.4 km/s hasta el final del ensamblaje.

Entre aproximadamente 15 y 35 km, puede correlacionarse con claridad una segunda llegada, que se caracteriza por sus amplitudes dominantes en ese intervalo de distancias. Detrás de esta fase, entre 25 y 35 km, aún pueden observarse otras llegadas de menor amplitud. Para ajustar tanto

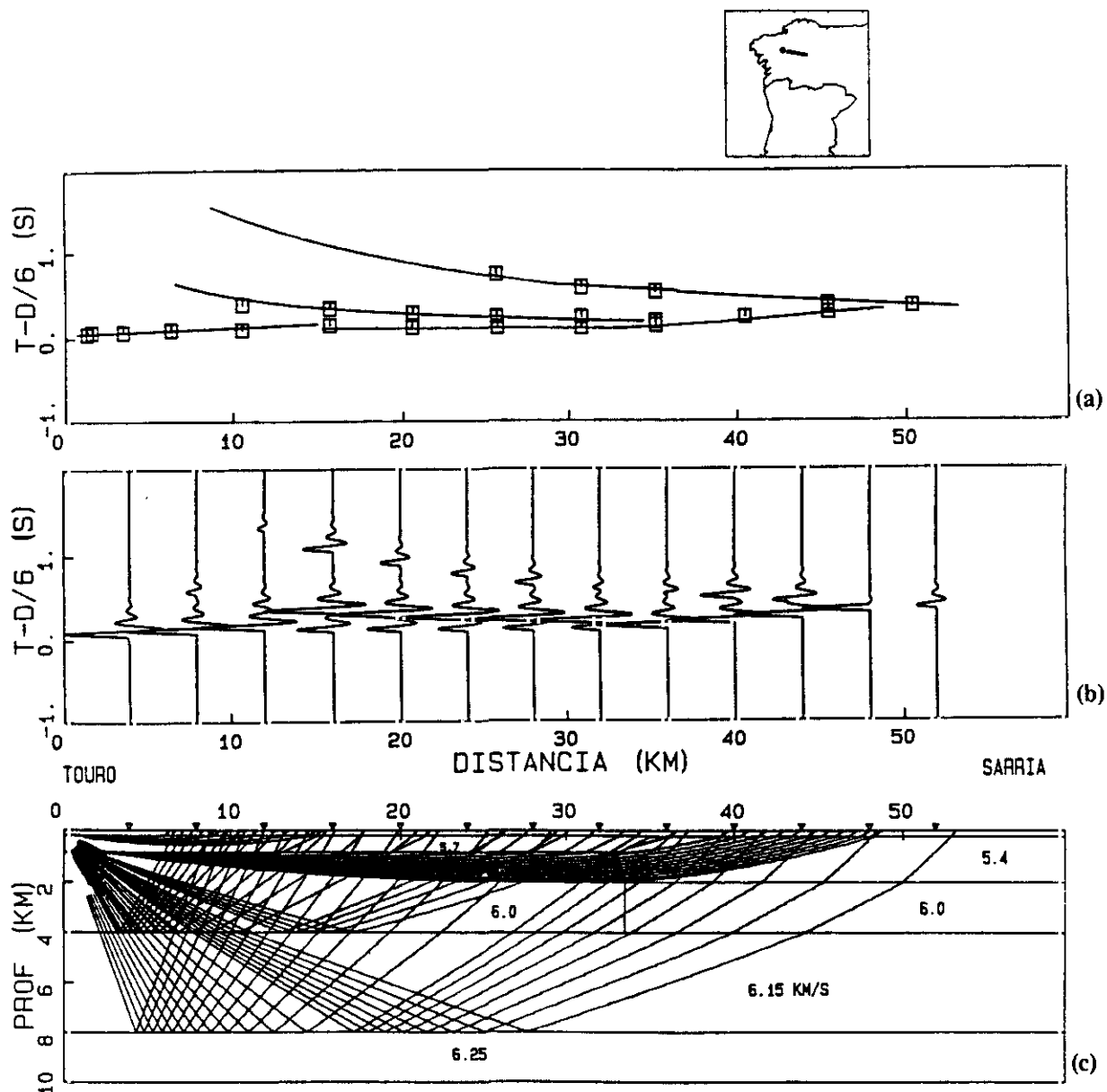


Figura 7.3.3 Perfil Finisterre-Sarria. (c) Modelo estructural de velocidad de ondas P para la corteza superior correspondiente al tramo Touro-Sarria. (a) Comparación de los tiempos de recorrido observados (cuadrados) y los calculados (líneas) a partir del modelo. (b) Sismogramas sintéticos generados a partir del modelo (comparar con figura 7.3.2).

los tiempos de recorrido (figura 7.3.3a) como las amplitudes (figura 7.3.3b) de las llegadas observadas, se ha obtenido, para la parte oriental del perfil, el modelo estructural mostrado en la figura 7.3.3c. Las variaciones observadas de la velocidad aparente de la fase P_g , son producidas por cambios laterales en la estructura superficial. Una estrecha capa de velocidad 5.7 km/s explica las primeras llegadas observadas hasta 15 km de distancia; a partir de esta distancia las llegadas observadas proceden de los rayos que se propagan a través de una capa de 6.0 km/s de velocidad. El límite inferior de esta capa, a 4 km de profundidad, viene determinado por los tiempos de recorrido de las segundas llegadas observadas entre 10 y 35 km de distancia. Para explicar los tiempos de recorrido y la baja velocidad aparente de las primeras llegadas observadas entre 35 km y el final del registro, es necesario introducir, a partir de 35 km, una capa de espesor 2 km y velocidad 5.4 km/s. Las últimas llegadas, observadas a partir de 25 km de distancia, se explican, tanto en tiempos como en amplitudes, como procedentes de la reflexión en una discontinuidad a 8 km de profundidad, que separa dos capas de 6.15 km/s y 6.25 km/s.

* En la figura 7.3.4a mostramos un detalle del ensamblaje obtenido entre Touro - Finisterre a partir de los registros del tiro H3. Podemos observar cómo hasta 18 km de distancia la fase P_g se propaga con una velocidad de 6.0 km/s. A partir de esta distancia la fase P_g aparece ligeramente retrasada y propagándose con una velocidad aparente algo menor, 5.9 km/s. La escasez y calidad de los registros, no permite prolongar, de manera segura, la fase P_g a distancias mayores de 40 km. Como en el tramo Touro-Sarria, analizado anteriormente, es posible distinguir en un corto rango de distancias, unas segundas llegadas, de gran amplitud, inmediatamente detrás de la fase P_g .

El modelo obtenido para este tramo del perfil Finisterre-Sarria se muestra en la figura 7.4.3c. Realmente la zona definida a partir de los registros correspondientes al tiro H3 (mostrados en la figura 7.3.4a) sólo alcanza hasta 40 km de distancia del punto de tiro, habiéndose incorporado, en la parte izquierda de la figura, la información obtenida a partir de los registros de los tiros C1 y C2 que discutiremos a continuación.

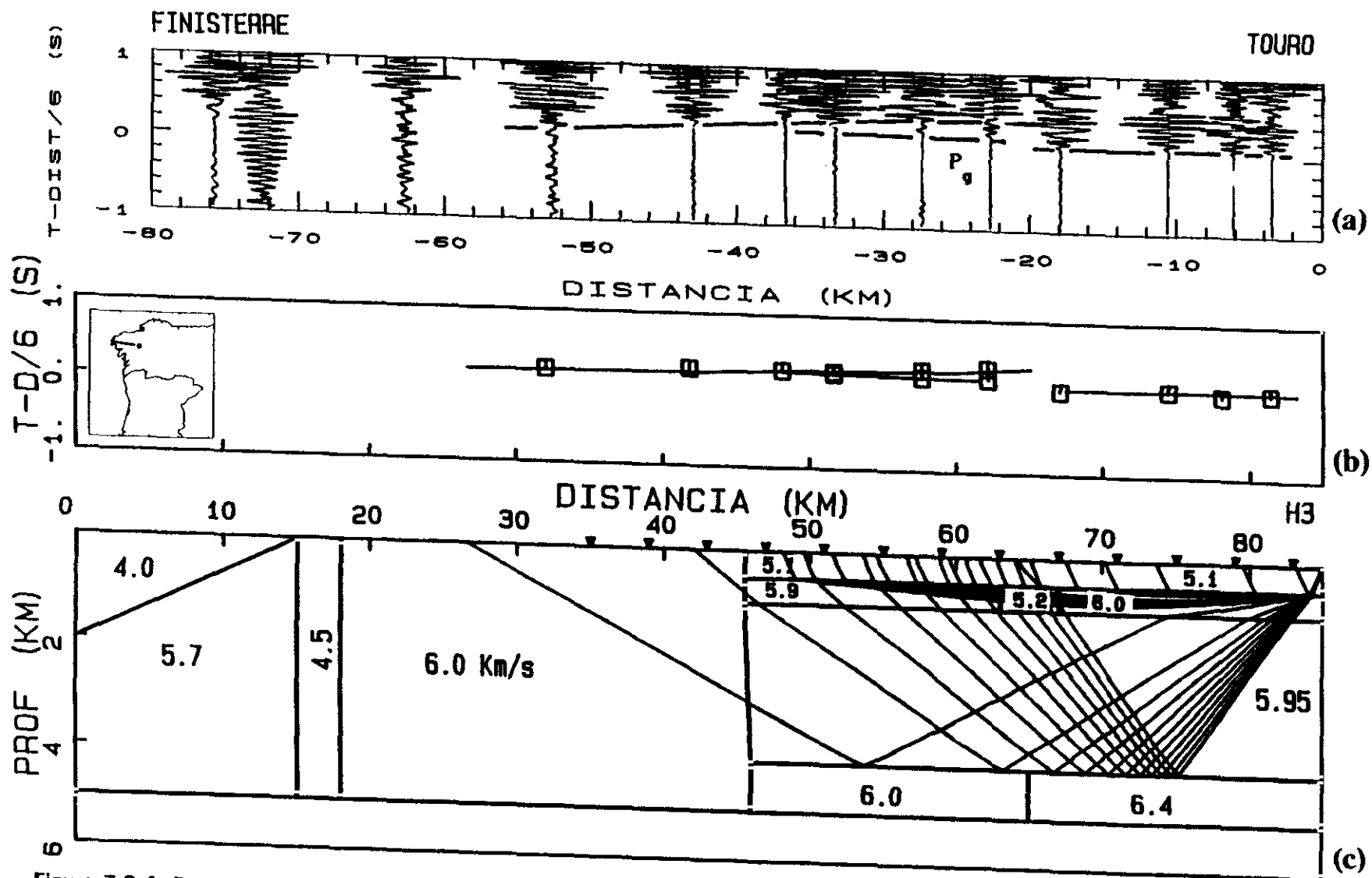


Figura 7.3.4. Perfil Finisterre-Sarria. (a) Detalle del ensamblaje Touro-Finisterre, correspondiente al tiro H3. (b) Comparación de los tiempos de recorrido observados (cuadrados) y calculados (líneas) a partir del modelo mostrado en c. (c) Modelo estructural de velocidad de ondas P para la corteza superior, correspondiente al tramo Finisterre-Touro.

Las llegadas observadas en los 20 primeros kilómetros de distancia del punto de tiro H3 (figuras 7.3.4a y b) proceden de los rayos que se propagan por una capa de 6.0 km/s, situada debajo de otra de 5.1 km/s y 500 metros de espesor, necesaria para obtener el tiempo de intersección en la primera llegada. Un pequeño bloque de velocidad baja, 5.2 km/s, produce el retraso observado en las llegadas de la fase P_g a partir de 20 kilómetros. Estas llegadas corresponden a los rayos que se propagan por la capa de 5.9 km/s mostrada en la figura 7.3.4c. De nuevo, las segundas llegadas observadas inmediatamente detrás de la fase P_g , proceden de una reflexión en una discontinuidad a 4 kilómetros de profundidad. El salto de velocidad en esta discontinuidad ha sido determinado ajustando, simultáneamente, los datos del tiro H3 y los correspondientes a los tiros en Finisterre, los cuales discutimos a continuación.

* Como ya indicamos al principio de este capítulo, las primeras llegadas del perfil Finisterre-Sarria obtenidas a partir de los registros de los tiros en mar, presentan cambios bruscos en su velocidad aparente en cortos intervalos de distancias, reflejando la complejidad de la estructura superficial de la zona atravesada por dicho perfil. Así, en la figura 7.3.5a podemos observar cómo la fase P_g , observable hasta una distancia de 110 km, presenta una sucesión de velocidades aparentes altas y bajas. La fase P_g empieza propagándose con una velocidad aparente muy alta entre 8 y 14 km; entre 14 y 18 km la velocidad decrece a 4.6 km/s; a continuación, vuelve a aumentar a unos 6.1 km/s hasta una distancia de aproximadamente 45 km; a partir de aquí la velocidad aparente disminuye a un valor de 5.9 km/s, hasta los 65 km, distancia a partir de la cual, la velocidad aparente vuelve a ser de 6.1 km/s, hasta 80 km del punto de tiro; a partir de 80 km la fase P_g termina propagándose con una velocidad aparente muy elevada de, aproximadamente, 6.5 km/s.

El ajuste de las velocidades aparentes y tiempos de recorrido de estas llegadas (figura 7.3.5b), procede del modelo estructural mostrado en la figura 7.3.5c. A partir de 45 kilómetros de distancia el modelo es el resultante de la unión de los dos modelos previamente obtenidos, a partir de la información proporcionada por el tiro H3 realizado en el centro de la línea (figuras 7.3.3c y 7.3.4c). Como vemos en la figura 7.3.5c, los rayos que atraviesan esta zona proporcionan el ajuste de los

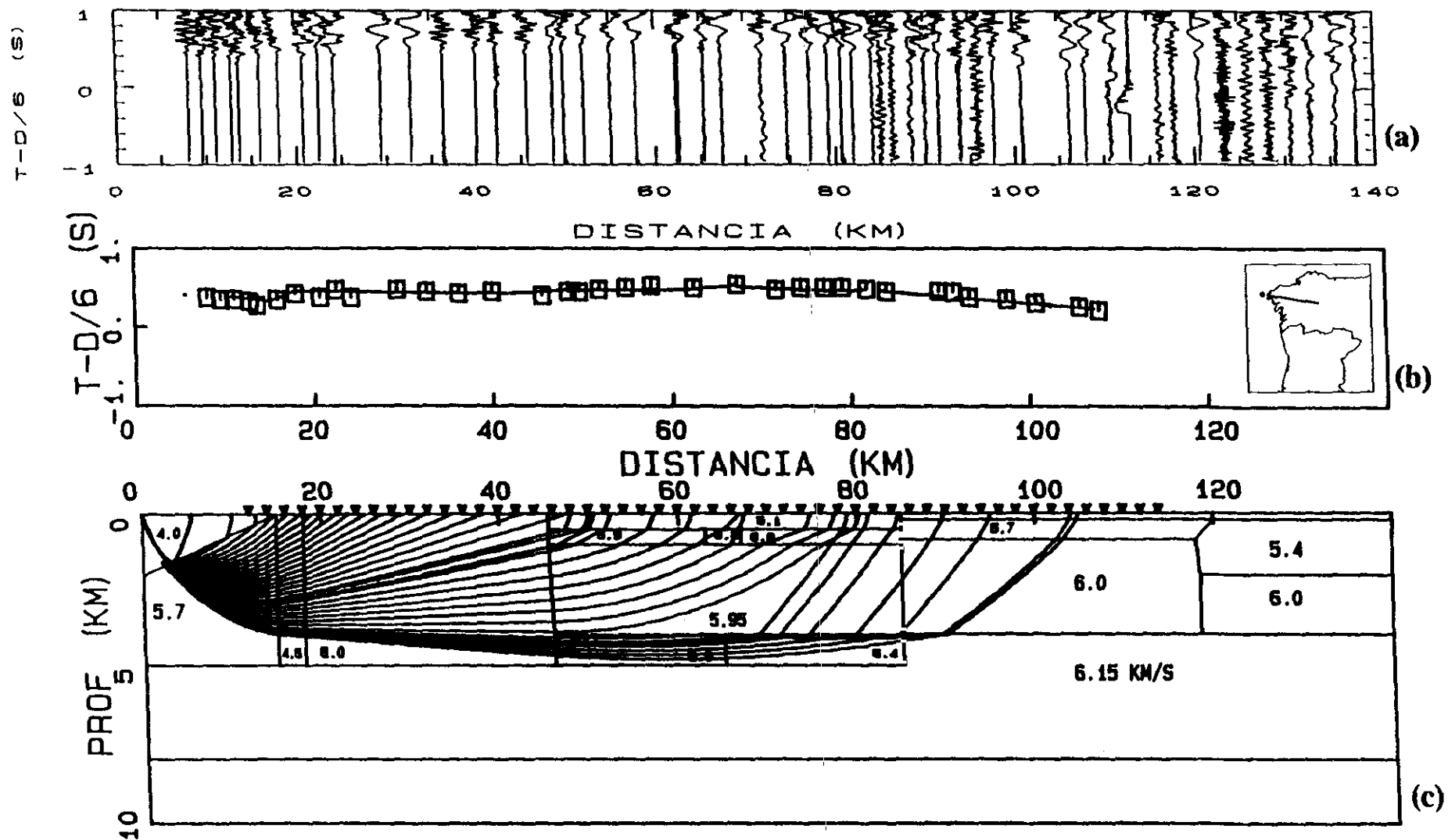


Figura 7.3.5(a). Detalle de las primeras llegadas del perfil Finisterre-Sarria para los tiros C1 y C2. (b) Comparación de los tiempos de recorrido observados (cuadrados) y calculados (líneas) a partir del modelo mostrado en c. (c) Trazado de rayos para la parte superficial del perfil Finisterre-Sarria.

tiempos de recorrido de las llegadas observadas a distancias mayores de 45 kilómetros (figura 7.3.5b).

Los fuertes cambios de velocidad aparente de la fase P_g entre 0 y 40 km de distancia, han sido interpretados, también, mediante una serie de heterogeneidades laterales en superficie. El segmento de alta velocidad, entre 8 y 14 km, se ha interpretado como la refracción crítica en una capa de 5.7 km/s que buza, desde 2 km de profundidad hasta la superficie, en los 15 primeros kilómetros de la línea. A partir de esta distancia la velocidad en superficie debe ser inferior, 4.5 km/s, para explicar la baja velocidad aparente de las llegadas observadas entre 14 y 18 kilómetros. Las llegadas observadas entre 18 y 45 kilómetros corresponden a las ondas que atraviesan esta zona y penetran en un bloque de 5 km de profundidad y velocidad 6.0 km/s. Este bloque termina a 45 km, distancia a partir de la cual encontramos la estructura anteriormente descrita.

Si observamos las figuras 7.3.3c, 7.3.4c y 7.3.5c vemos cómo gran parte de la línea está cubierta por rayos que cruzan la zona, en sentido directo e inverso, cubriendo los mismos rangos de profundidad. Esto nos permite obtener un modelo bien definido para la estructura superficial del perfil Finisterre-Sarria. Dicho modelo se muestra en la figura 7.3.6.

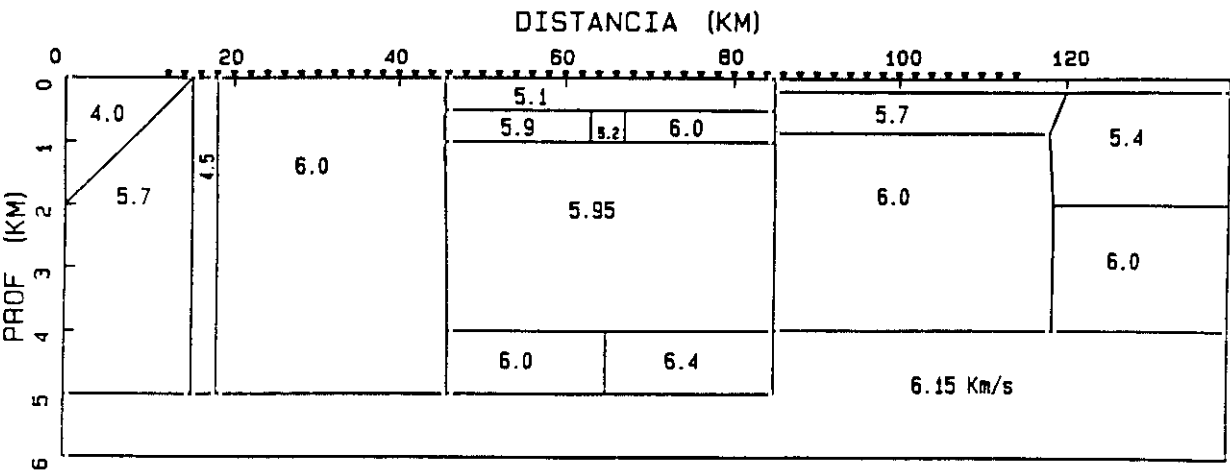


Figura 7.3.6 Modelo estructural de velocidad de ondas P para la corteza superior del perfil Finisterre-Sarria.

Como vemos, cerca de la superficie, la estructura es lateralmente heterogénea, presentando fuertes variaciones laterales en la distribución velocidad-profundidad. A partir de, aproximadamente, 1 kilómetro de profundidad, la estructura bajo el Macizo de Ordenes, es globalmente homogénea: Una zona de velocidad en torno a los 6 km/s, con un límite inferior de profundidad bien definido a 4 kilómetros. Por debajo de 5 km de profundidad, en la parte oeste de la línea, y de 4 km, en el este, encontramos una capa a lo largo de todo el perfil, la cual basándonos en el reflector encontrado en el tramo Touro-Sarria (figura 7.3.3c) puede extenderse hasta 8 kilómetros de profundidad.

7.3.1.2 ESTRUCTURA PROFUNDA

En la figura 7.3.7a se presenta el ensamblaje completo para ondas P del perfil Finisterre-Sarria; se muestra la componente vertical de los sismogramas, sin filtrar, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas.

Detrás de las primeras llegadas, identificadas como fase P_g , se observan en el ensamblaje, claramente entre 50 kilómetros y el final de la línea, unas llegadas de gran amplitud, fase PmP , identificadas como la reflexión procedente en la discontinuidad corteza-manto.

Entre las primeras llegadas P_g y las correspondientes a la fase PmP , se observan en el ensamblaje unas llegadas, de claridad diferente según el sismograma y la componente, las cuales han sido correlacionadas, entre aproximadamente 50 y 120 km, después de analizar las tres componentes de los sismogramas, filtradas y sin filtrar, y el producto de las componentes resultante del análisis de polarización de los datos (figura 7.3.7b), dando lugar a la fase identificada en el ensamblaje como P_2P .

Esta fase P_2P se interpreta como la reflexión procedente de una discontinuidad situada a 22 km de profundidad, que constituye el límite superior de la corteza inferior. Partiendo de la velocidad de 6.25 km/s encontrada al interpretar el tramo Touro-Sarria, debajo de la discontinuidad situada a 8 km de profundidad (figura 7.3.3c), es necesario para ajustar estas llegadas P_2P introducir un gradiente de

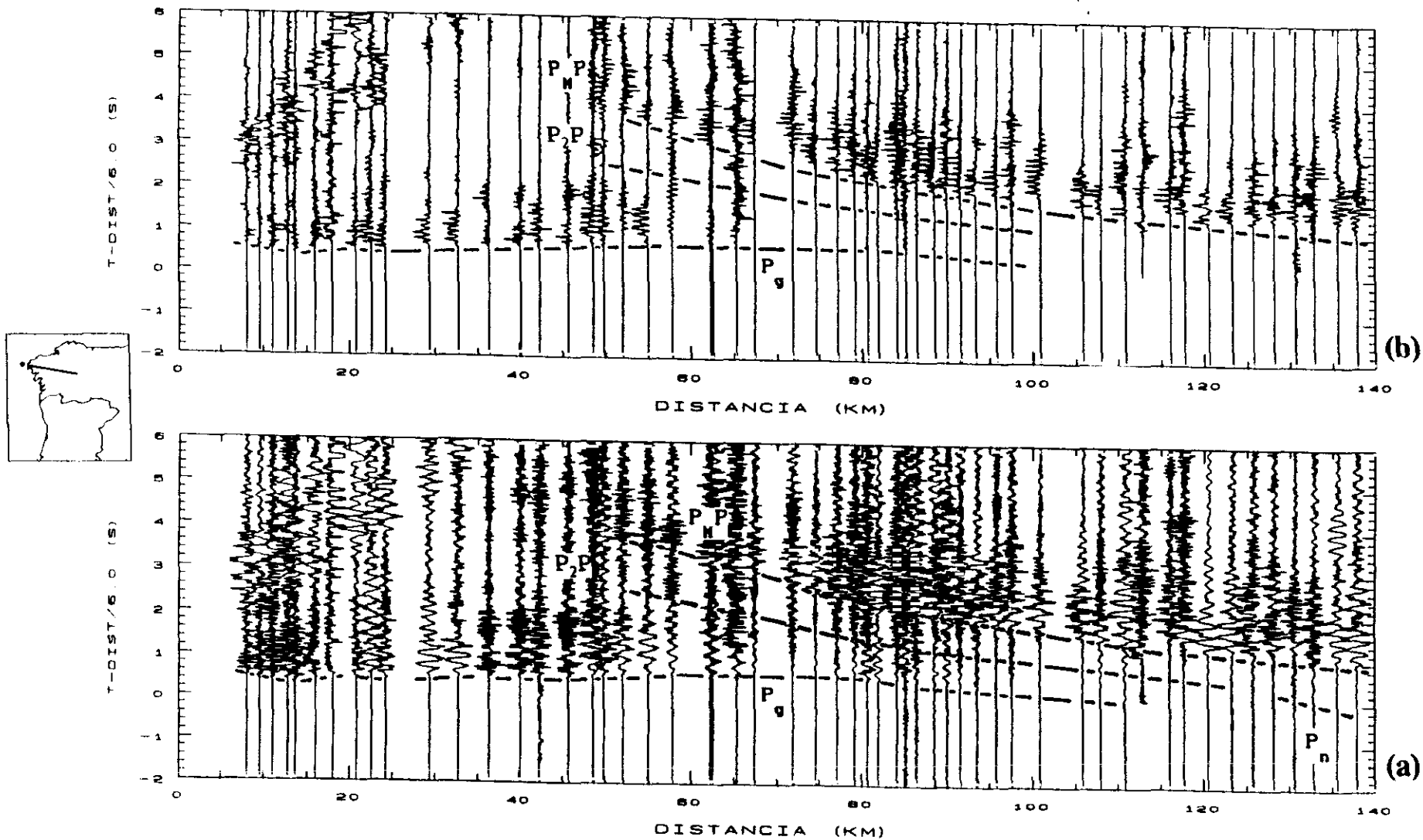


Figura 7.3.7. Perfil Finisterre-Sarria. (a) Ensamblaje de ondas P, para la componente vertical. (b) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical de los sismogramas. Las líneas dibujadas indican las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas.

velocidad entre 8 y 22 km de profundidad. Así, en esta zona, y como podemos ver en el modelo de la figura 7.3.8, la velocidad aumenta desde 6.25 km/s hasta 6.40 km/s. Del salto de velocidad que tiene lugar a 22 km de profundidad (6.40-6.55 km/s) procede la reflexión que da lugar a la fase P₂P.

Para explicar los tiempos de recorrido de la fase P_mP, procedente de la reflexión en la discontinuidad de Mohorovičić, ha sido necesario introducir un fuerte gradiente de velocidad (aproximadamente 0.065 s^{-1}) en la corteza inferior y un ligero buzamiento hacia el este en dicha discontinuidad, cuya profundidad aumenta desde 28 hasta 30 km (fig. 7.3.8).

A partir de las débiles primeras llegadas observadas en el ensamblaje entre 130-140 km, las amplitudes de la fase P_mP y su distancia crítica a 80 km, se ha obtenido una velocidad de 8.2 km/s para la parte superior del manto (figura 7.3.8).

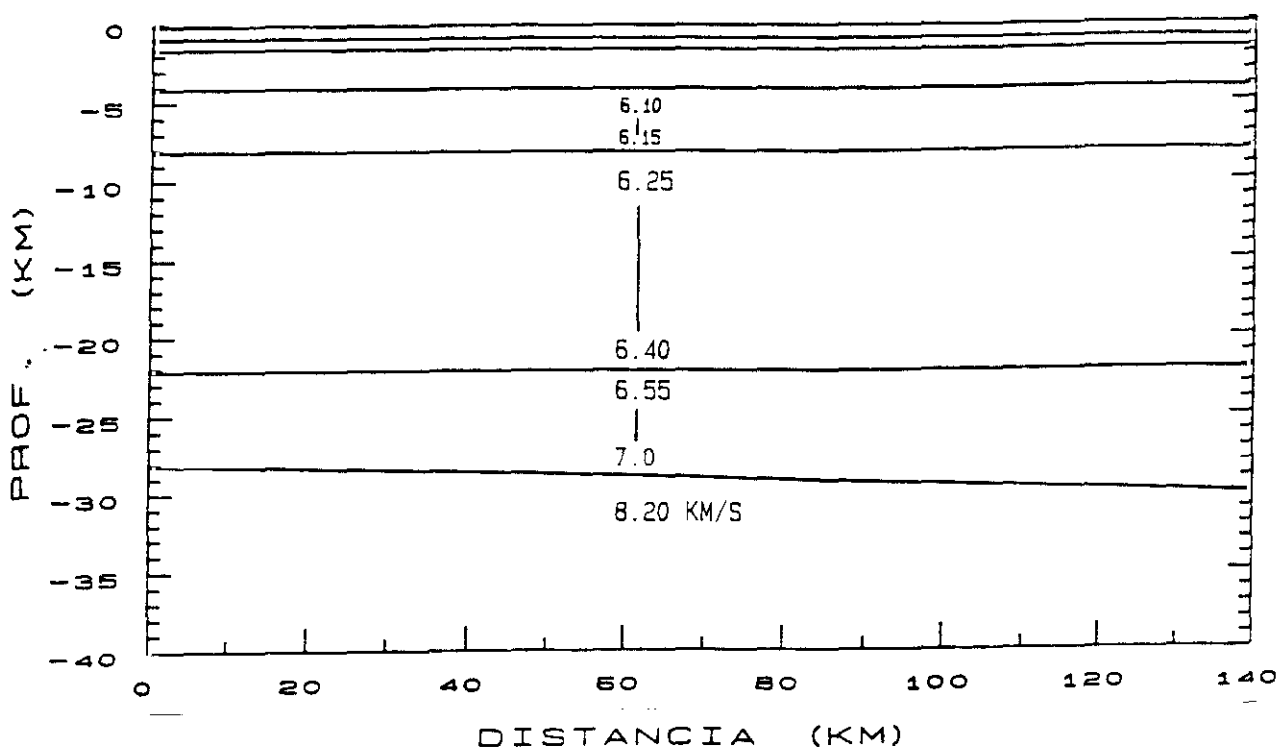


Figura 7.3.8. Modelo de velocidad de ondas P para el perfil Finisterre-Sarria. Para los detalles de la estructura superficial, hasta 4 km de profundidad, ver la figura 7.3.6.

En la figura 7.3.8 mostramos el modelo estructural de velocidad de ondas P obtenido para el perfil Finisterre-Sarria. En dicho modelo la estructura superficial, hasta 4 kilómetros de profundidad, descrita en el apartado anterior, aparece simplificada. El modelo global se obtuvo con el programa Rayamp (ver Capítulo 6), teniendo en cuenta las variaciones laterales de velocidad encontradas en la superficie (figura 7.3.6), posteriormente se simplificó la estructura superficial hasta encontrar un modelo que, sin alterar los tiempos de recorrido de las segundas llegadas, fases P₂P y P_mP, ni las relaciones de amplitud entre las llegadas, fuera susceptible de ser tratado sin errores con el método de Červený (Capítulo 6) para el análisis posterior conjunto de ondas P y S.

En la figura 7.3.9b mostramos los sismogramas sintéticos calculados a partir del modelo de la figura 7.3.8. Para facilitar su comparación con los datos observados, y mostrar el buen ajuste obtenido tanto en tiempos de recorrido como en amplitudes, representamos en la figura 7.3.9a, a la misma escala, el ensamblaje de ondas P con las curvas de tiempo de recorrido calculados a partir del modelo. Podemos observar, cómo en este ensamblaje filtrado, según los resultados del análisis espectral del Capítulo 3, con un filtro paso-banda de (1-23) Hz, es más fácil la identificación de las segundas llegadas, en comparación con el ensamblaje sin filtrar de la figura 7.3.7a.

7.3.2 Interpretación de ondas S

7.3.2.1 ESTRUCTURA SUPERFICIAL

En la figura 7.3.10a mostramos el ensamblaje de ondas S del perfil Finisterre-Sarria correspondiente a los registros de las explosiones C1 y C2, realizadas en el mar. El ensamblaje de las ondas S de la figura 7.3.10b, corresponde al tiro H3 realizado en el centro de la línea (en Touro). En ambas figuras se ha representado la componente vertical de los sismogramas, sin filtrar, con una velocidad de reducción de $6/1.73 = 3.46$ km/s y una escala de tiempos reducidos igual a la de los ensamblajes de las ondas P (figuras 7.3.7 y 7.3.1b, respectivamente) dividida por 1.73.

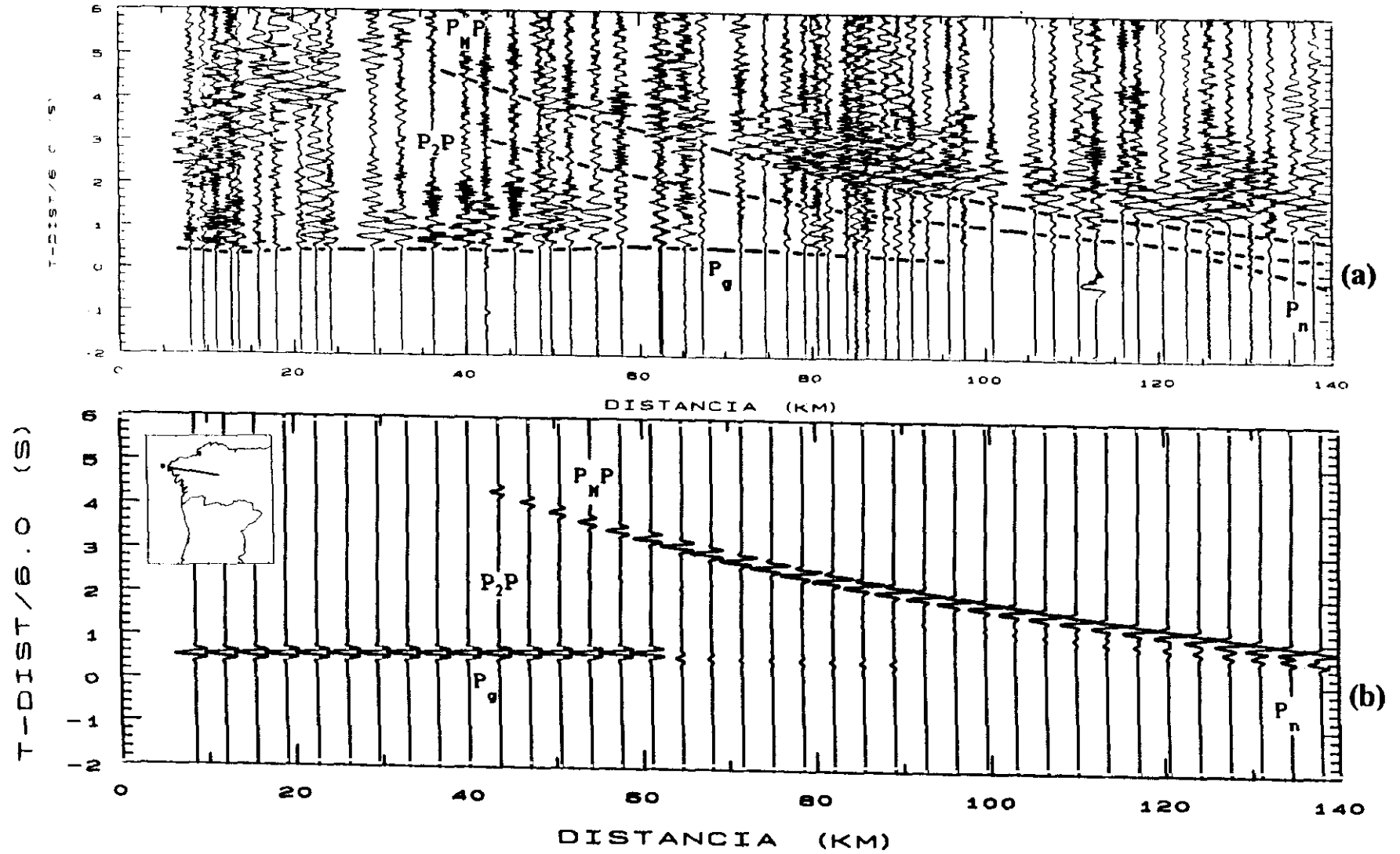


Figura 7.3.9(a) Ensamblaje de ondas P, filtrado (1-23) Hz, para la componente vertical del perfil Finisterre-Sarria, con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la figura 7.3.8. (b) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados para el modelo de la figura 7.3.8.

Como vemos, en la figura 7.3.10a, cambios notables en la amplitud y frecuencia de las señales, permiten identificar y correlacionar unas primeras llegadas S, fase S_g, hasta una distancia de aproximadamente 70 km. Sin embargo, en la 7.3.10b, el alto nivel de ruido de los registros no hace posible la identificación de las primeras llegadas S. Al filtrar estos datos, con un filtro paso-banda de (1-10) Hz, obtenemos el ensamblaje de la figura 7.3.11a, en el cual es posible identificar la fase S_g; con más claridad en el tramo Touro-Finisterre y con mayor incertidumbre y menos distancia de recorrido en el tramo Touro-Sarria.

Sin embargo, ni en esta figura (7.3.11a) ni en el detalle de las primeras llegadas S correspondientes a los tiros en mar C1 y C2, mostrado en la figura 7.3.11b, es posible reconocer cambios en la velocidad aparente de la fase S_g, similares a los encontrados en las llegadas P, que reflejen la complejidad de la estruutura superficial.

Por tanto, el modelo de velocidad de ondas S para la estructura superficial del perfil Finisterre-Sarria, será homogéneo lateralmente y, por tanto, mucho más sencillo que el encontrado a partir de la interpretación de las primeras llegadas P.

Lo que si observamos al superponer los correspondientes ensamblajes de ondas P y S (figuras 7.3.7a con 7.3.10a y 7.3.1b con 7.3.11a) con sus líneas de tiempo recorrido cero coincidentes, es que las llegadas S, sobre todo las identificadas en el tramo Touro-Finisterre (Fig.7.3.11a) están retrasadas respecto de las correspondientes P; es decir, llegan después de los tiempos que esperaríamos para una relación de Poisson promedio de 0.25 para la corteza superior. Por tanto, debemos esperar para la corteza superficial unas velocidades de propagación para las ondas S inferiores a ($V_p/1.73$) km/s. Aunque la densidad y calidad de los registros no permiten obtener un modelo complicado realista, es posible que en el extremo SE de la línea, la velocidad en superficie de las ondas S sea menor que en la zona NO, como parece indicarlo el retraso de las llegadas S_g observadas en el tramo Touro-Sarria.

El ajuste global de las velocidades aparentes, tiempos de intersección y tiempos de recorrido de las llegadas que componen la fase

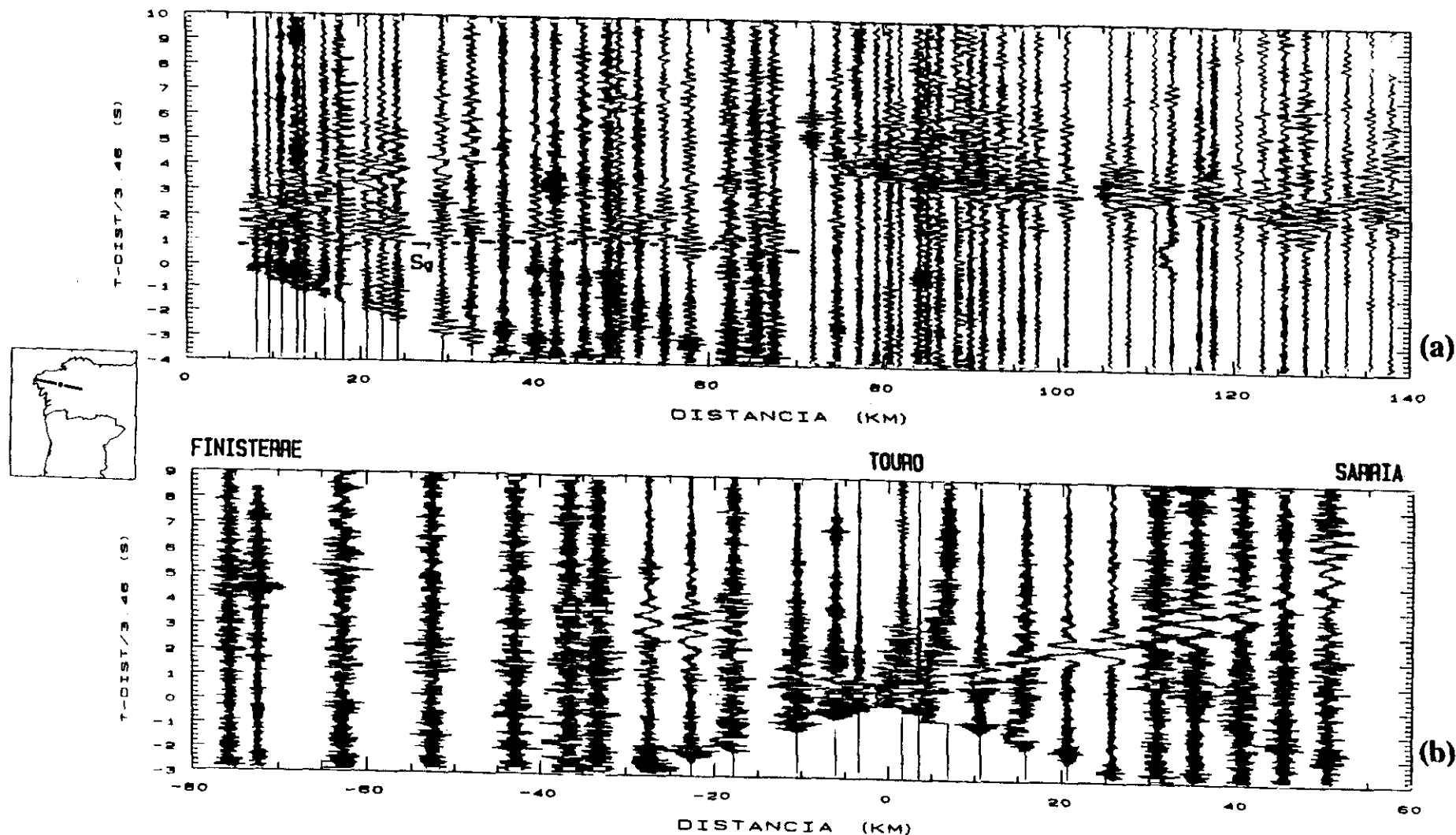


Figura 7.3.10. Ensamblajes de ondas S del perfil Finisterre-Sarria. (a) Componente vertical, sin filtrar, correspondiente a los tiros C1 y C2, con la curva de tiempos de recorrido de la fase Sg. (b) Componente vertical, sin filtrar, correspondiente al tiro H3.

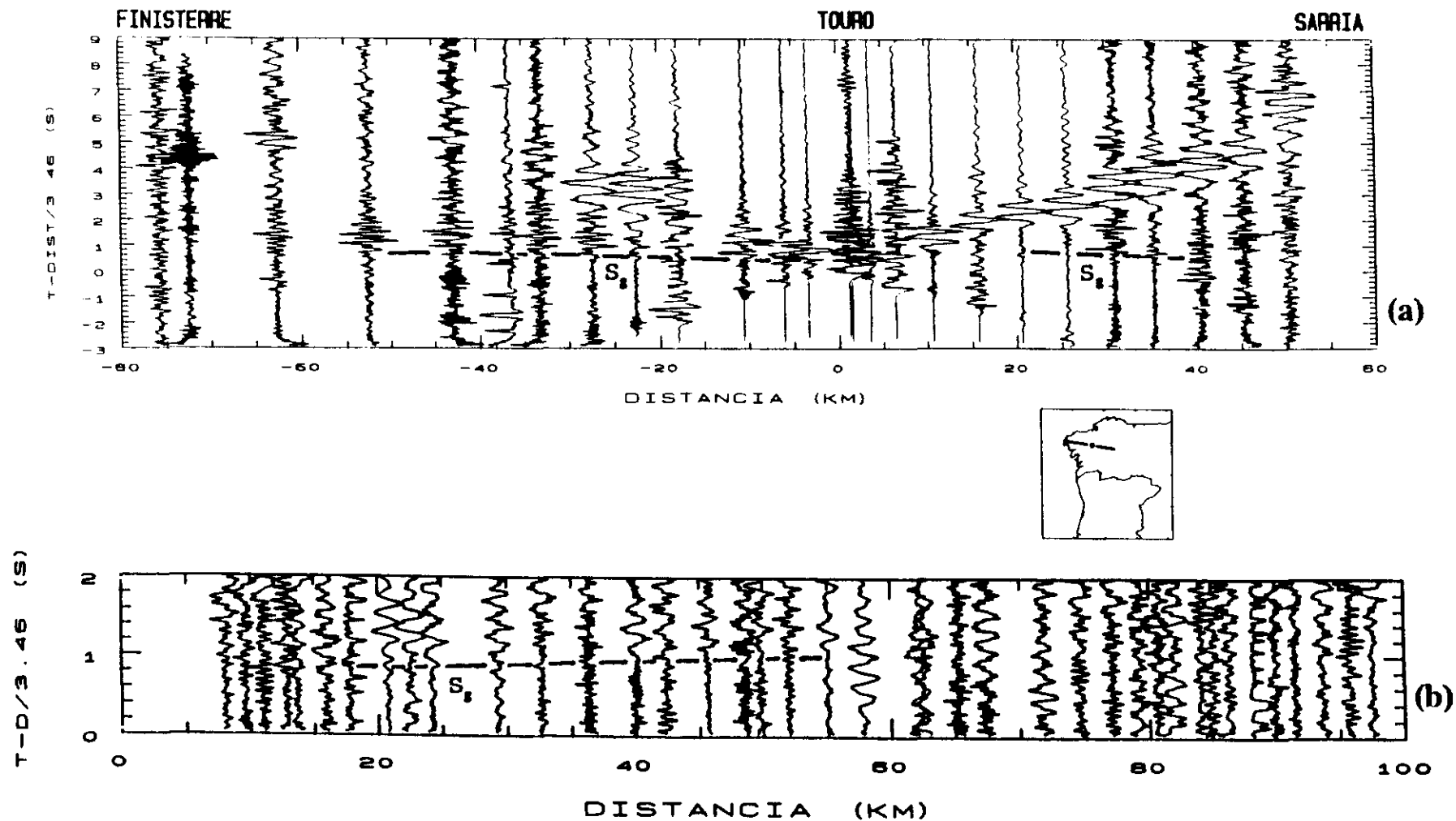


Figura 7.3.11(a) Ensamblaje de ondas S del perfil Finisterre-Sarria correspondiente al tiro H3. Componente vertical, filtrada (1-10) Hz. (b) Detalle de las primeras llegadas S del perfil Finisterre-Sarria para los tiros C1 y C2. Componente vertical, sin filtrar.

Sg, observados en los registros de los dos puntos de tiro, se ha obtenido con un modelo sencillo de dos capas planas. Este modelo de velocidad de ondas S, para la corteza superior del perfil Finisterre-Sarria, puede observarse en la figura 7.3.13, en la que se representa el modelo completo estructural de velocidad de ondas S encontrado para este perfil.

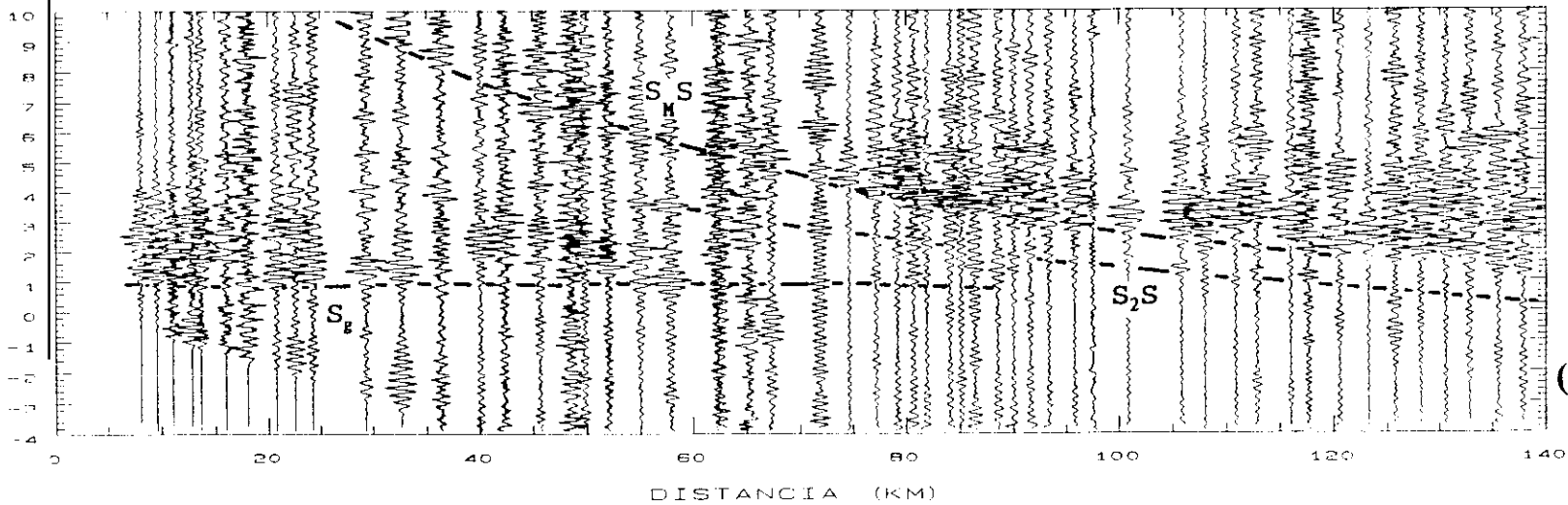
La velocidad en la superficie es de 2.5 km/s y aumenta gradualmente hasta 2.7 km/s a 1.5 km de profundidad. Entre 1.5 y 8 km de profundidad se extiende una segunda capa en la que la velocidad de nuevo aumenta, desde 3.40 a 3.60 km/s, con un gradiente de aproximadamente 0.03 s^{-1} . La velocidad de la capa más superficial concuerda, en gran medida, con la distribución de velocidad encontrada por Sarrate et al. (1993) a partir de la interpretación de las ondas Rayleigh generadas por el tiro H3, claramente observables en la figura 7.3.11a.

7.3.2.2 ESTRUCTURA PROFUNDA

En las figuras 7.3.12a y b mostramos los ensamblajes de ondas S de las dos componentes horizontales, radial y transversal, respectivamente, filtradas (1-10) Hz, del perfil Finisterre-Sarria. En la figura 7.3.12a hemos dibujado las curvas de tiempo de recorrido de las fases S calculadas a partir del modelo estructural de velocidad de las ondas P de la figura 7.3.8 suponiendo una relación de Poisson de valor 0.25 constante para toda la corteza. En la figura 7.3.12b se han trazado las curvas de tiempo de recorrido de las fases S que hemos correlacionado, después de analizar las dos componentes, filtradas y sin filtrar, de los sismogramas y el ensamblaje resultante del producto de las componentes radial y vertical, mostrado en la figura 7.3.12c. Como podemos observar la calidad de las ondas S es excelente.

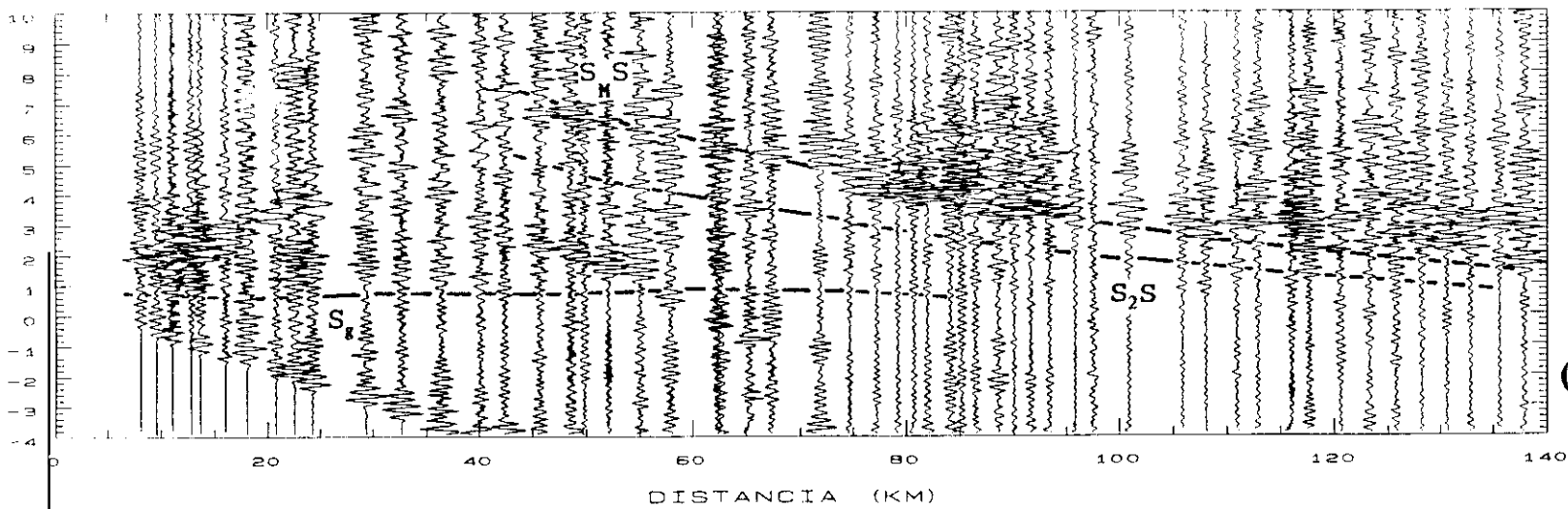
Detrás de la fase Sg observable hasta aproximadamente 80 km del punto de tiro y ya descrita anteriormente se observan claramente en los ensamblajes unas llegadas, correlacionables desde unos 30 km de distancia hasta el final de la línea. Dichas llegadas, con amplitudes claramente dominantes a partir aproximadamente 75 km de distancia, constituyen la fase identificada como S_mS en los ensamblajes. En los últimos kilómetros de la línea delante de la fase S_mS, cambios de frecuencia en algunas

T-DIST/3.46 (S)



(b)

T-DIST/3.46 (S)



(a)

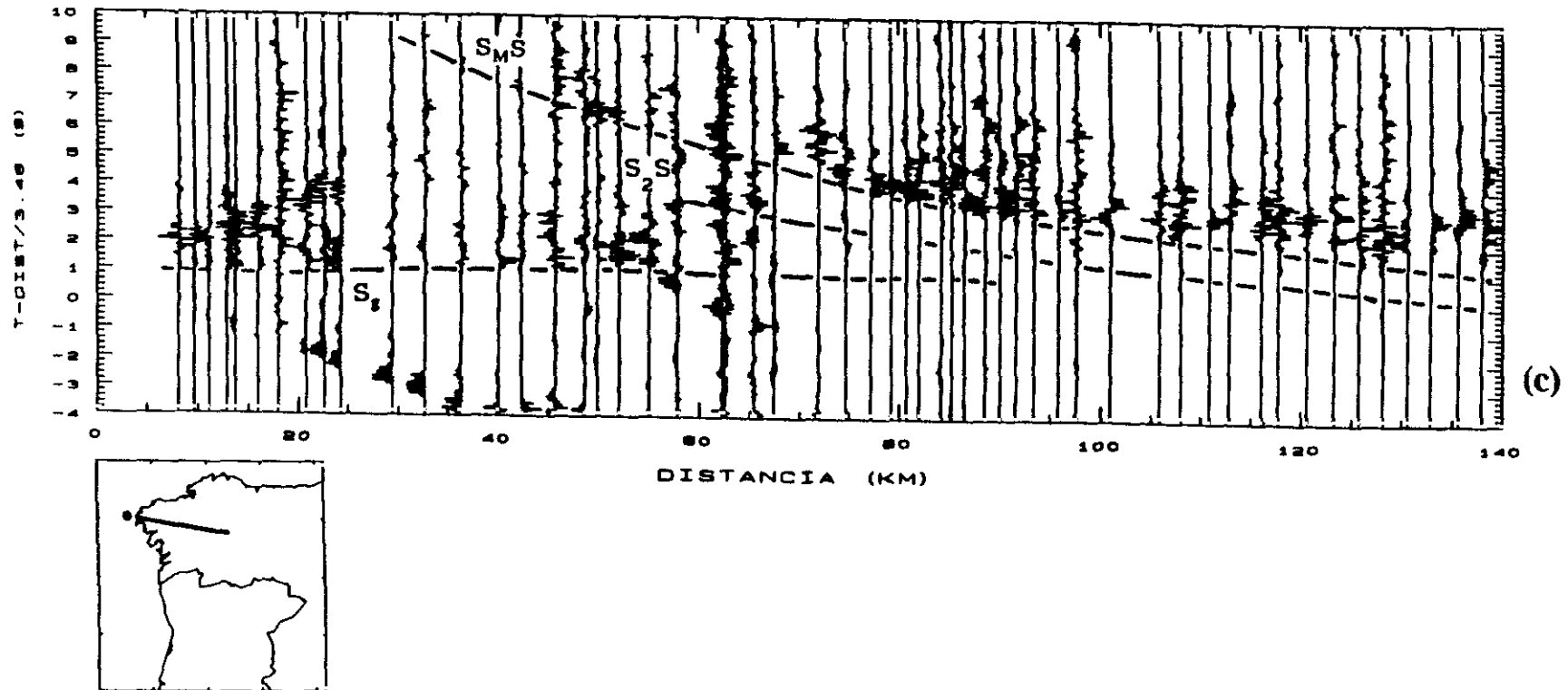


Figura 7.3.12 Ensamblajes de ondas S del perfil Finisterre-Sarria correspondientes a los tiros C1 y C2. (a) Componente radial, filtrada (1-10) Hz, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases S calculadas a partir del modelo de la figura 7.3.8, suponiendo una relación de Poisson constante de valor 0.25. (b) Componente transversal, filtrada (1-10) Hz. (c) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical. Las líneas dibujadas en b y c indican las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas.

señales indican la existencia de una fase intermedia entre la S_g y la S_{mS} . Dicha fase, de amplitud relativa pequeña, es la indicada como S_2S en los ensamblajes.

Al comparar las curvas de tiempo de recorrido de la figura 7.3.12a, con las correspondientes de las figuras 7.3.12b y c, vemos cómo, mientras que la fase S_g observada se encuentra retrasada respecto de la esperada para una relación de Poisson de 0.25, la fase S_2S observada (figuras 7.3.12b y c) aparece ligeramente adelantada respecto de la curva de tiempos de recorrido prevista para un valor de $\sigma=0.25$ (figura 7.3.12a). La fase S_{mS} llega aproximadamente a los tiempos de recorrido esperado para una relación de Poisson promedio de valor 0.25 para toda la corteza.

Para la interpretación de las ondas S, tomamos como modelo de partida el modelo de velocidades de ondas P mostrado en la figura 7.3.8. Inicialmente consideramos como valores de velocidad para las ondas S las obtenidas a partir de la relación: $V_p/1.73=V_s$ km/s; posteriormente modificamos dichas velocidades, teniendo presentes las anteriores observaciones, hasta obtener un modelo con el que se ajusten tanto los tiempos de recorrido como las relaciones de amplitud de las fases S observadas.

El modelo final encontrado se muestra en la figura 7.3.13. Como podemos observar las cuatro capas más superficiales del modelo P, hasta 8 km de profundidad (figura 7.3.8), quedan reducidas a dos en el modelo de ondas S. Las ondas que se propagan por estas dos capas dan lugar a la fase S_g , como ya explicamos en el apartado anterior.

En la corteza media, entre 8 y 22 km de profundidad, la velocidad es mayor que la prevista a partir de la relación $V_p/1.73$; en esta capa la velocidad aumenta desde 3.70 km/s a 3.75 km/s. La reflexión procedente de la discontinuidad situada a 22 km de profundidad, en la base de la corteza media, da lugar a la fase S_2S .

Para explicar los tiempos de recorrido de la fase S_{mS} , procedente de la reflexión en la Moho, discontinuidad que, como en el modelo de P, buza ligeramente hacia el este, es necesario introducir en la corteza inferior un pequeño gradiente de velocidad (0.007 s^{-1}), muy inferior al

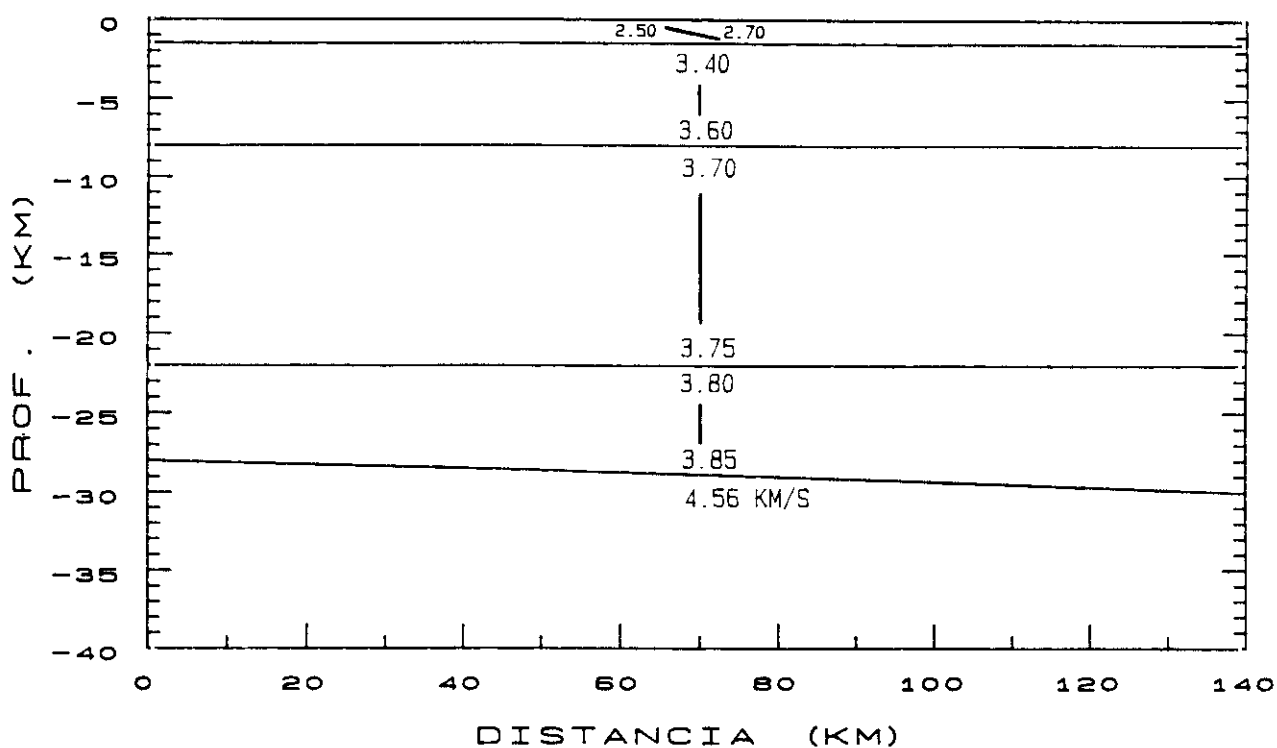


Figura 7.3.13 Modelo bidimensional de velocidad de ondas S para el perfil Finisterre-Sarria.

equivalente para ondas P.

La velocidad en el manto superior debe ser del orden de 4.5-4.6 km/s para poder explicar las amplitudes observadas de la fase SmS.

En la figura 7.3.14b mostramos la componente vertical se los sismogramas sintéticos calculados para el modelo de la figura 7.3.13. En la figura 7.3.14a se representan sobre el ensamblaje de la componente vertical de los datos observados, filtrado (1-15 Hz), las curvas de tiempos de recorrido obtenidas a partir de dicho modelo.

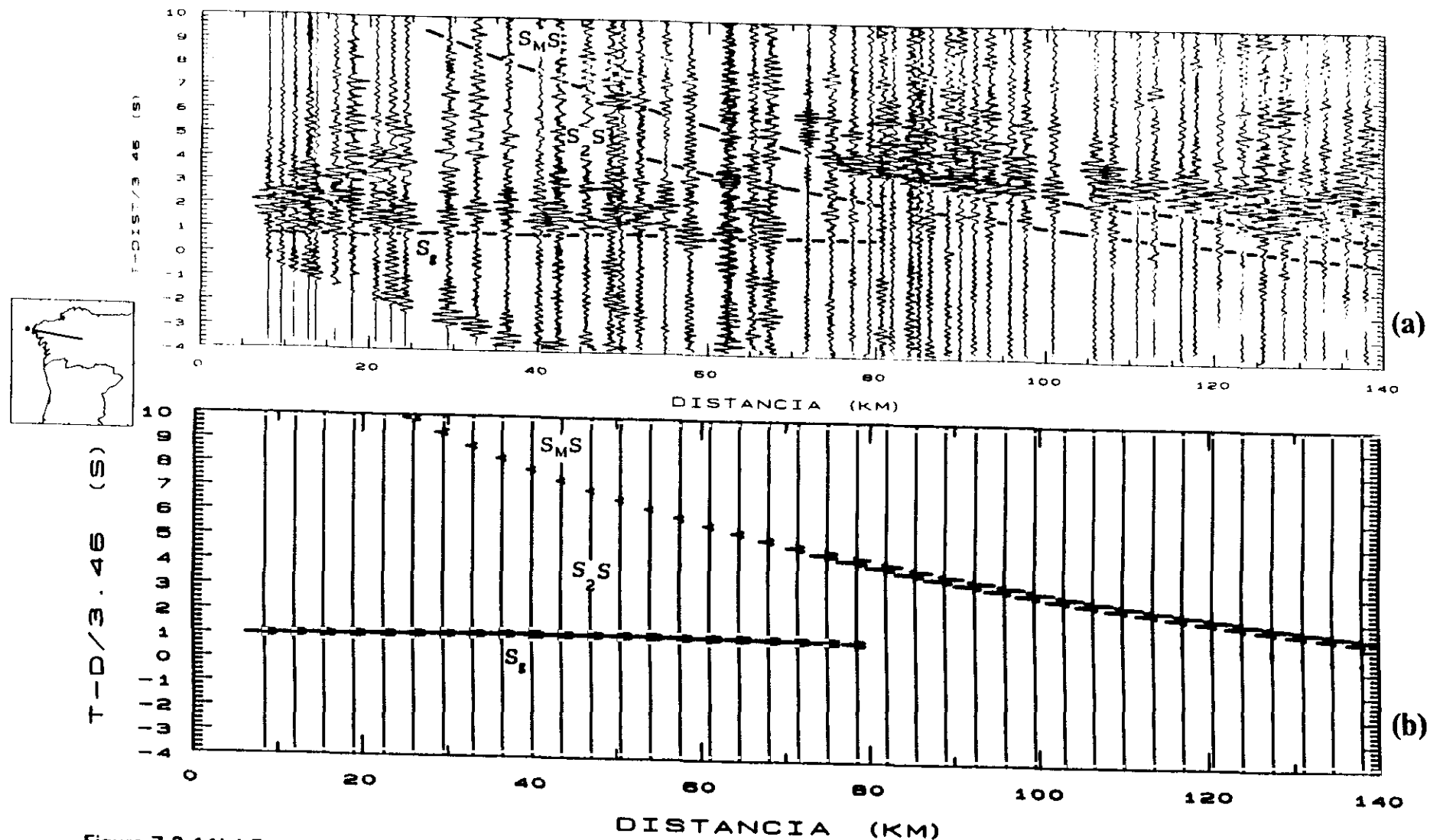


Figura 7.3.14(a) Ensamblaje de ondas S, filtrado (1-10) Hz, para la componente vertical del perfil Finisterre-Sarria, con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la figura 7.3.13. (b) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados para el modelo de la figura 7.3.13.

7.3.3 Relación de Poisson

En la figura 7.3.15 mostramos el modelo de la relación de Poisson σ , obtenido para el perfil Finisterre-Sarria, a partir de la combinación de los modelos de ondas P y S representados, respectivamente, en las figuras 7.3.8 y 7.3.13.

Para obtener los valores de σ en la corteza superficial, calculamos los valores de velocidad de ondas S en las discontinuidades definidas con el modelo de ondas P. En la superficie el valor de la relación de Poisson encontrado es alto, 0.27, y se hace aún mayor en la capa situada entre 0.8 y 1.5 Km de profundidad, donde es del orden de 0.35. Estos altos valores de σ en la estructura próxima a la superficie se corresponden con el retraso observado en la fase Sg, en relación con la curva de tiempos de recorrido calculada para un valor de $\sigma=0.25$. Entre 1.5 y 8 Km de profundidad el valor promedio para la relación de Poisson es de 0.25.

En la corteza media, entre 8 y 22 Km de profundidad, la relación de Poisson es baja ($\sigma < 0.25$), como se podía deducir del adelanto de las llegadas S2S observadas respecto de las previstas para el modelo inicial en el que se consideraba un valor de $\sigma=0.25$.

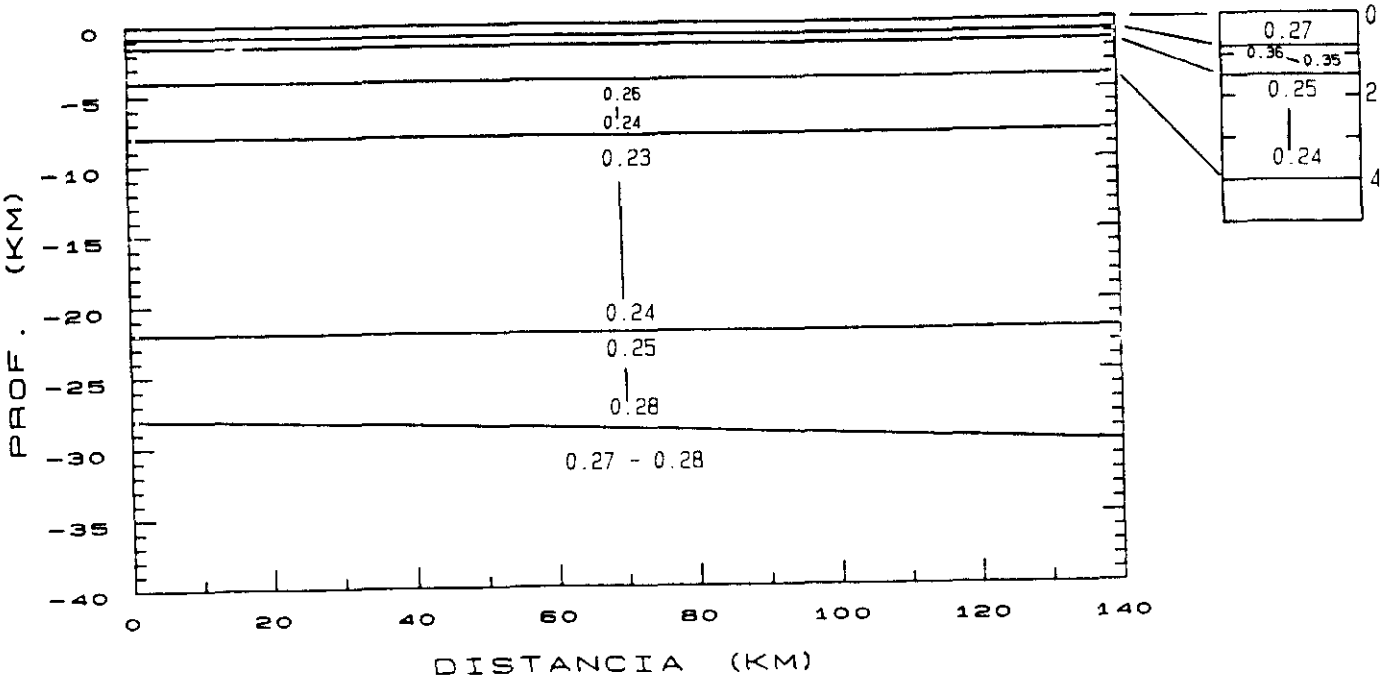


Figura 7.3.15 Modelo de la relación de Poisson, σ , para el perfil Finisterre-Sarria.

En la corteza inferior, análogamente a los otros dos perfiles estudiados, el valor de σ es elevado ($\sigma > 0.25$) y aumenta con la profundidad hasta alcanzar un valor de 0.28 en la base de la corteza. El valor de σ estimado en el manto superior es de 0.27-0.28.

7.4 PERFIL LA CORUÑA-LA CAÑIZA

En este perfil de 135 kilómetros de longitud de registro y dirección NNO-SSE, se registraron dos explosiones en mar realizadas en el extremo norte de la línea (tiros D1 y D2) y una explosión en tierra (tiro H2) realizada en la parte central de la línea (ver Figura 2.5 y Tabla 2.1).

El perfil que transcurre íntegramente sobre la zona de Galicia-Tras-os-Montes, cruza en su mitad norte el Macizo de Ordenes (ver Figuras 2.3 y 2.4).

7.4.1 Interpretación de ondas P

En la figura 7.4.1a se presenta el ensamblaje de ondas P del perfil La Coruña-La Cañiza. Se muestran los sismogramas de la componente vertical correspondientes al punto de tiro D, sin filtrar y con sus amplitudes normalizadas.

Como se puede observar la densidad de registros en los 30 primeros kilómetros de la línea es baja, en promedio un sismograma cada 5 km. Entre 30 y 130 km la densidad de registros aumenta a un sismograma cada 3 km, disminuyendo de nuevo en el segmento final del perfil, donde son muy pocas las estaciones que ofrecen información.

En la figura 7.4.1a se muestran, asimismo, las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas:

- Desde el principio de la línea y hasta aproximadamente 75 km pueden correlacionarse unas primeras llegadas cuya velocidad aparente aumenta rápida y continuamente con la distancia desde 4.85 hasta 6.2 km/s. A partir de unos 75 km la amplitud de las llegadas se atenúa bruscamente, no siendo posible prolongar la fase P_g a distancias mayores.

- En el rango de distancias entre 55 y 105 km puede observarse una llegada coherente pero débil, retrasada unos 0.6 segundos respecto de la P_g . Es la identificada en el ensamblaje como fase P_1P . Para una visión más detallada de estas dos fases, ver figuras 7.4.1b y c.

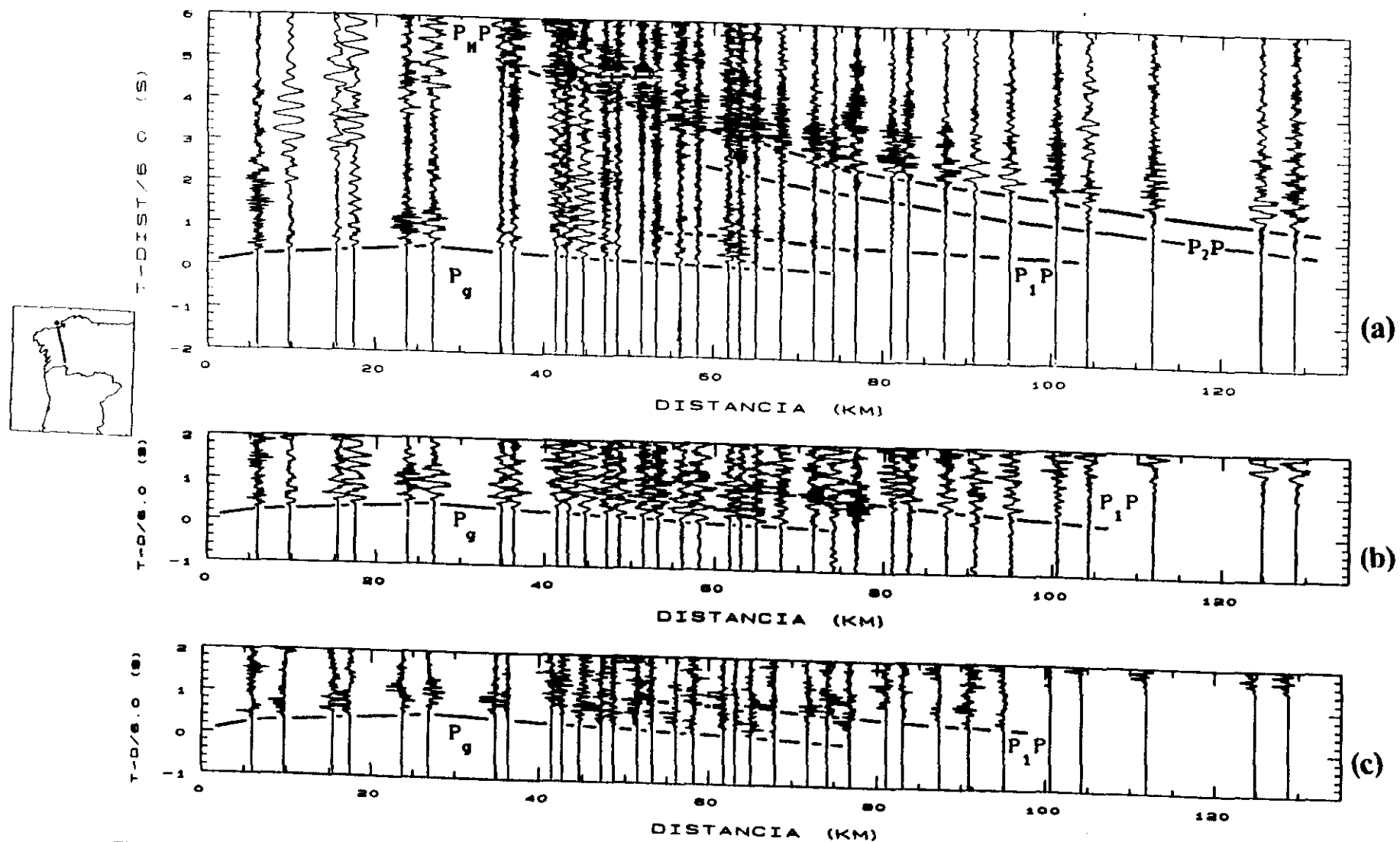


Figura 7.4.1 Ensamblajes del perfil La Coruña-La Cañiza para los tiros D1 y D2. (a) Componente vertical, sin filtrar, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas. (b) Detalle de las llegadas P y P_1 . Componente vertical filtrada (1-25) Hz. (c) Detalle del ensamble producto de las componentes radial y vertical de los sismogramas.

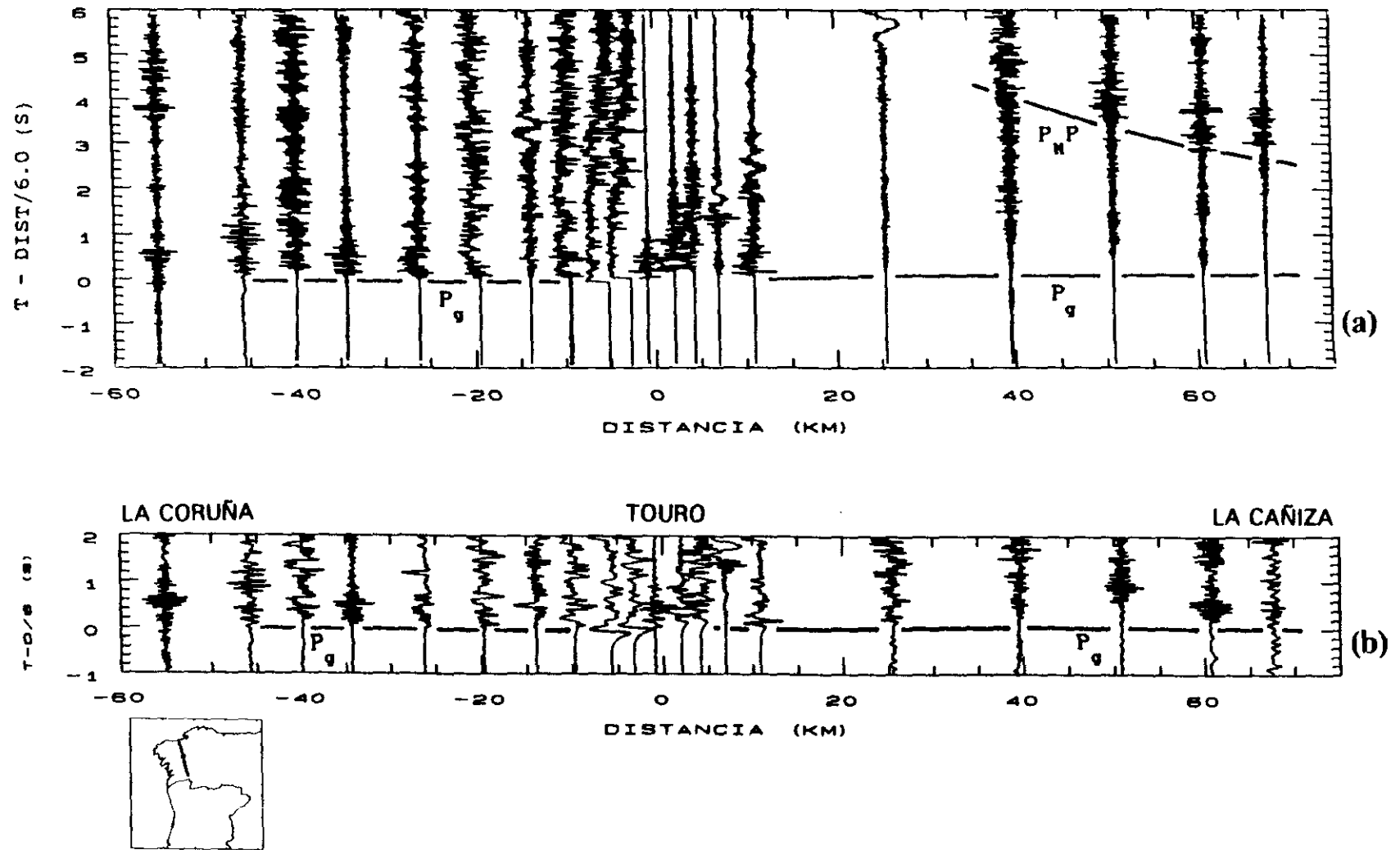


Figura 7.4.2(a) Ensamblaje de ondas P del perfil La Coruña-La Cañiza para el tiro H2. Se representa la componente vertical, sin filtrar, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas. (b) Detalle de las primeras llegadas; componente vertical filtrada (1-15 Hz).

- Desde aproximadamente 60 km y el final de la línea pueden correlacionarse unas segundas llegadas, identificadas en el ensamblaje como fase P₂P.

- Las llegadas más prominentes en el ensamblaje forman, entre 40 y 135 km, la fase P_MP, identificada como la reflexión procedente de la discontinuidad corteza-manto.

En la figura 7.4.2a mostramos el ensamblaje de ondas P correspondiente al tiro H₂, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases correlacionadas. La información que ofrece el ensamblaje es escasa debido al corto rango de distancias de observación, el ruido y la mala calidad de los registros. Ni el filtrado en frecuencias ni el análisis de polarización de los datos permiten obtener más información que la reflejada en las curvas de tiempo de recorrido indicadas en la figura:

- Se observan unas primeras llegadas, fase P_g, que se propagan hacia el norte y hacia el sur con una velocidad aparente de 6 km/s (figura 7.4.2a y b). El tiempo de intersección de estas primeras llegadas, inferior al correspondiente al punto de tiro D, podría indicar la ausencia de sedimentos en la zona próxima al punto de tiro H. Sin embargo, las fuertes anomalías, atribuibles a errores experimentales, en los tiempos de recorrido de las primeras llegadas en un entorno de 10 km de la fuente, no permiten elaborar un modelo independiente para la estructura superficial de esta zona del perfil.

- Al sur del punto de tiro, en el tramo Touro-La Cañiza, se pueden correlacionar unas segundas llegadas las cuales, por su velocidad aparente y tiempos de recorrido comparables a los de los registros obtenidos a partir de los tiros D (figura 7.4.1a), pueden proceder de la reflexión en la discontinuidad de Mohorovičić y constituir la fase P_MP.

Por tanto, a pesar de la poca información que contiene, se puede considerar que este ensamblaje confirma globalmente las correlaciones y, por tanto, la estructura deducida a partir de la interpretación de los registros correspondientes a los tiros en mar, que discutiremos a continuación.

El ajuste de los tiempos de recorrido y amplitudes de las fases sísmicas correlacionadas en la figura 7.4.1a se ha obtenido con el modelo estructural de velocidad de ondas P mostrado en la figura 7.4.3.

El aumento progresivo de la velocidad aparente de la fase P_g con la distancia ha sido modelado mediante un sistema de tres capas en las que el gradiente de velocidad disminuye a medida que aumenta la profundidad (figura 7.4.3b). La velocidad estimada en la superficie, en las proximidades del punto de tiro, es de 4.5 km/s y aumenta hasta 5.50 km/s a 0.9 km de profundidad. A partir de esta profundidad, el gradiente de velocidad sigue aumentando hasta 5.60 km/s a una profundidad de 2.4 km. Las ondas que se propagan por esta zona dan lugar a la rama de la fase P_g observada entre 5 y 27 km de distancia del punto de tiro. La fase P_g observada entre 27 y 75 km de distancia, corresponde a las ondas que se propagan por una capa situada entre 2.4 y 5 km de profundidad, en la cual la velocidad aumenta progresivamente desde 6.15 km/s a 6.20 km/s.

Para explicar los tiempos de recorrido y amplitudes de la fase P_1P se calcularon numerosos modelos: unos considerando una discontinuidad positiva de velocidad y otros considerando una inversión en la velocidad, es decir, una zona de baja velocidad. Con un salto de velocidad positivo, debajo de la zona de gradiente de la corteza superior descrita anteriormente, no se puede explicar simultáneamente el retraso de esta fase P_1P (situada 0.6 s detrás de la P_g) y las amplitudes observadas. Por tanto, es necesario introducir en el modelo una inversión en la velocidad. El mejor ajuste se consigue con una capa de baja velocidad situada entre 5 y 10 km de profundidad, en la que la velocidad aumenta desde 5.7 a 5.9 km/s.

Debajo de esta capa encontramos otra con un pequeño gradiente de velocidad de 0.016 s^{-1} , que se extingue hasta una profundidad de 22 km. Aquí se produce un salto de velocidad, de 6.40 a 6.50 km/s. Este reflector constituye el límite superior de la corteza inferior y da lugar a la fase P_2P correlacionada en el ensamblaje (figura 7.4.1).

Para explicar los tiempos de recorrido y las fuertes amplitudes subcríticas de la reflexión PmP , es necesario introducir un fuerte

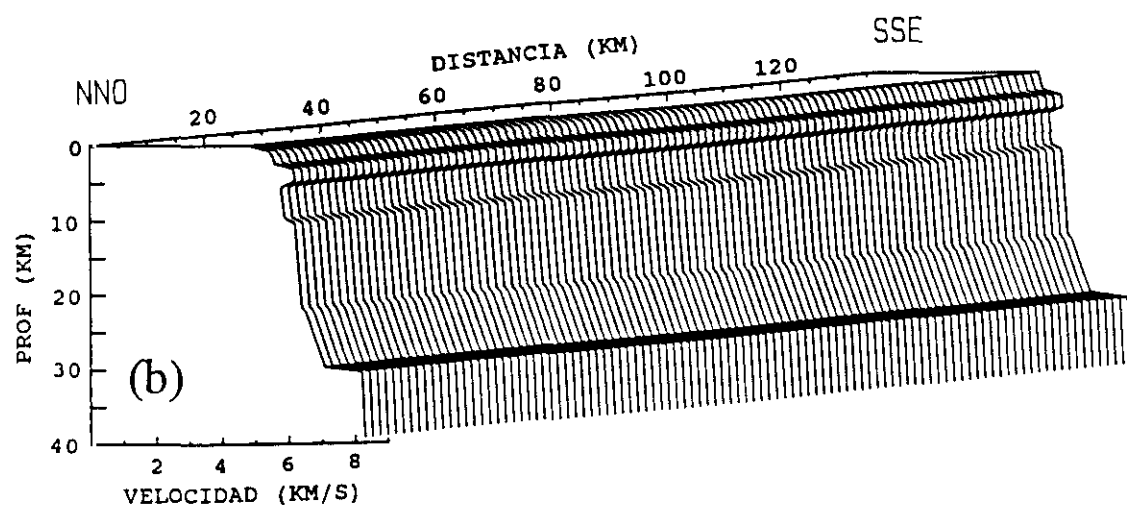
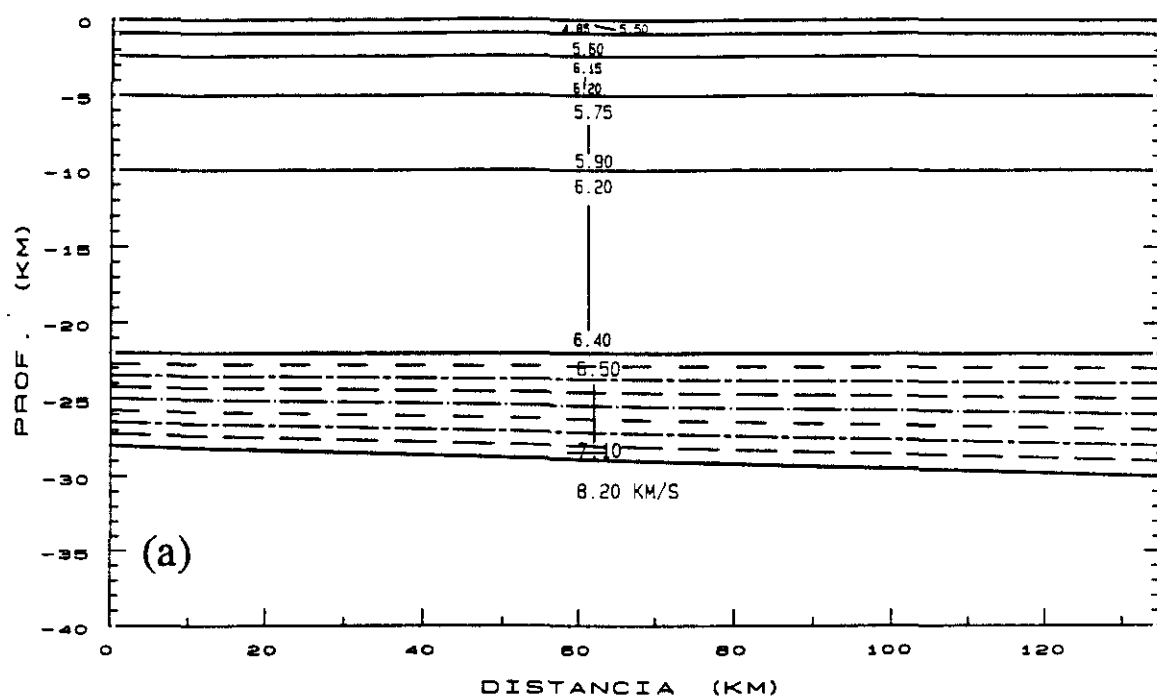


Figura 7.4.3(a) Modelo bidimensional de velocidad de ondas P para el perfil La Coruña-La Cañiza. La zona rayada muestra la corteza inferior laminada. (b) Representación en perspectiva de la distribución $V(z)$.

gradiente de velocidad en la corteza inferior, un ligero buzamiento de la Moho el sur y modelar la discontinuidad corteza-manto como una discontinuidad de primer orden. Así, como vemos en la figura 7.4.3, en la corteza inferior la velocidad aumenta desde 6.50 a 7.10 km/s y el Moho buza hacia el sur desde 28 km hasta 30 km de profundidad. La velocidad en el manto superior es de 8.20 km/s.

En el detalle del segmento central de la línea, mostrado en la figura 7.4.4, podemos observar, como ya indicamos al realizar el análisis espectral de los datos en el capítulo 3, que las llegadas PMP son precedidas por unos trenes de ondas reverberantes de frecuencia más alta. En los últimos 40 km de la línea este fenómeno se hace más evidente (ver figura 7.4.1a). El inicio de este tren de ondas es lo que hemos correlacionado como fase P₂P. Un análisis similar al desarrollado y discutido en el apartado 7.2 para el perfil Vivero-Viana del Bollo, nos lleva a concluir la existencia de una estructura laminar en la corteza inferior.

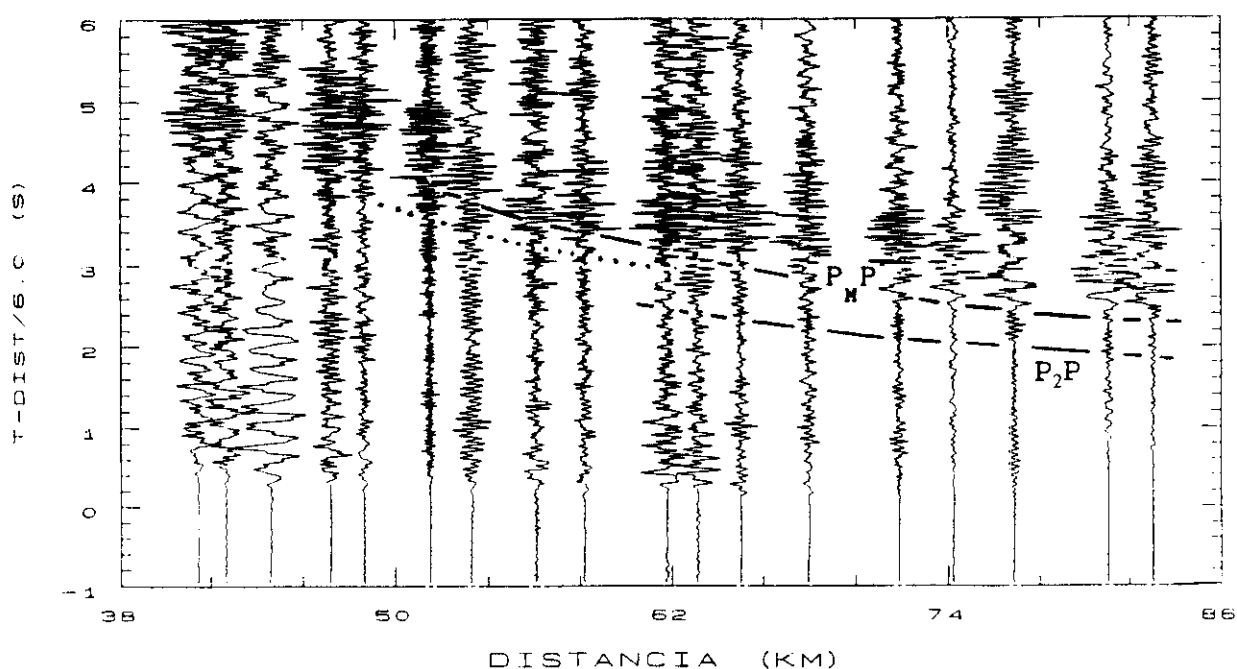


Figura 7.4.4 Ensamblaje detalle de las fases P₂P y PMP del segmento central del perfil La Coruña-La Cañiza.

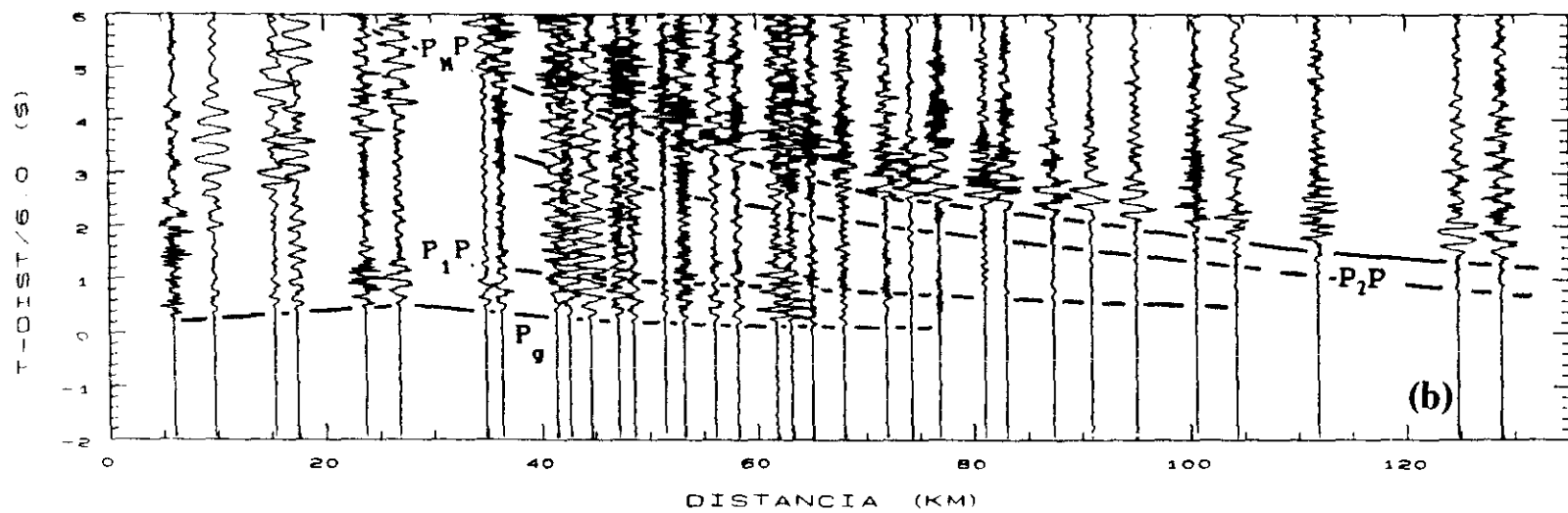
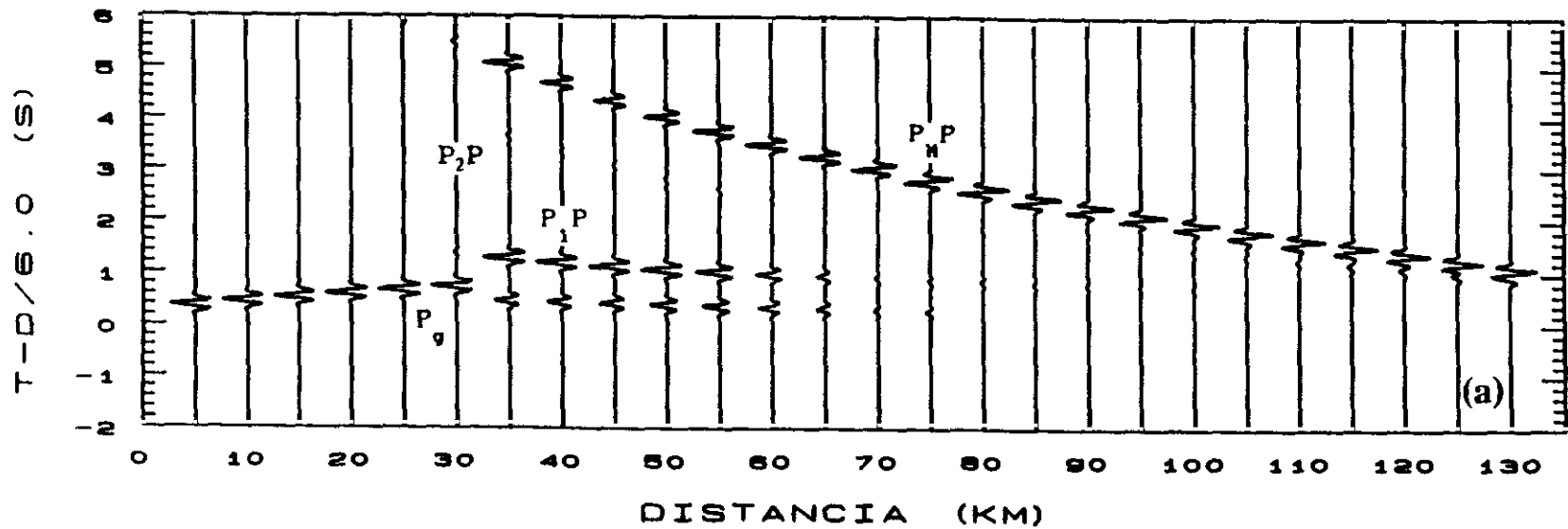
La alternancia de las capas de alta y baja velocidad, que conformarían la laminación de la corteza inferior, no debe variar sólo en dirección vertical sino también lateralmente, como indica la variación lateral de la reflectividad observada entre las fases P₂P y P_MP (ver, como ejemplo, la línea de puntos dibujada en la figura 7.4.4).

Como discutimos anteriormente, el contenido espectral de nuestros datos no permite una resolución estructural detallada, por lo que no pretendemos reconstruir exactamente cada sismograma, sino modelar los tiempos de recorrido y la distribución de la energía sísmica de las fases correlacionadas. Para conseguir este ajuste se ha evaluado una gran cantidad de modelos, aplicando tanto el método de reflectividad como el método de rayos de Červeny.

En la figura 7.4.5a se muestran los sismogramas sintéticos calculados con el método de rayos de Červeny (Capítulo 6), a partir del modelo de la figura 7.4.3. En la figura 7.4.5b representamos a la misma escala, la componente vertical del ensamblaje de ondas P (filtrado 1-25 Hz), con las curvas de tiempo de recorrido que se han calculado a partir del modelo.

En la figura 7.4.5c mostramos la componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados con el método de reflectividad (Capítulo 6 de este trabajo), para un modelo unidimensional de corteza, equivalente al representado en la figura 7.4.3, en el que la Moho buzante ha sido sustituida por una discontinuidad horizontal situada a 30 km de profundidad.

Como podemos ver, globalmente la respuesta de los dos métodos de interpretación utilizados, el método bidimensional de trazado de rayos de Červeny (figura 7.4.5a) y el método unidimensional de reflectividad (figura 7.4.5c), es la misma. El método de reflectividad permite reproducir de manera más exacta la "forma" de las señales, pero, al trabajar con medios homogéneos lateralmente, es menos versátil que el método de rayos para conseguir un buen ajuste de tiempos de recorrido; esto se refleja en los tiempos de recorrido calculados para la fase P_MP (figura 7.4.5c), la cual, en el segmento central de la línea, aparece



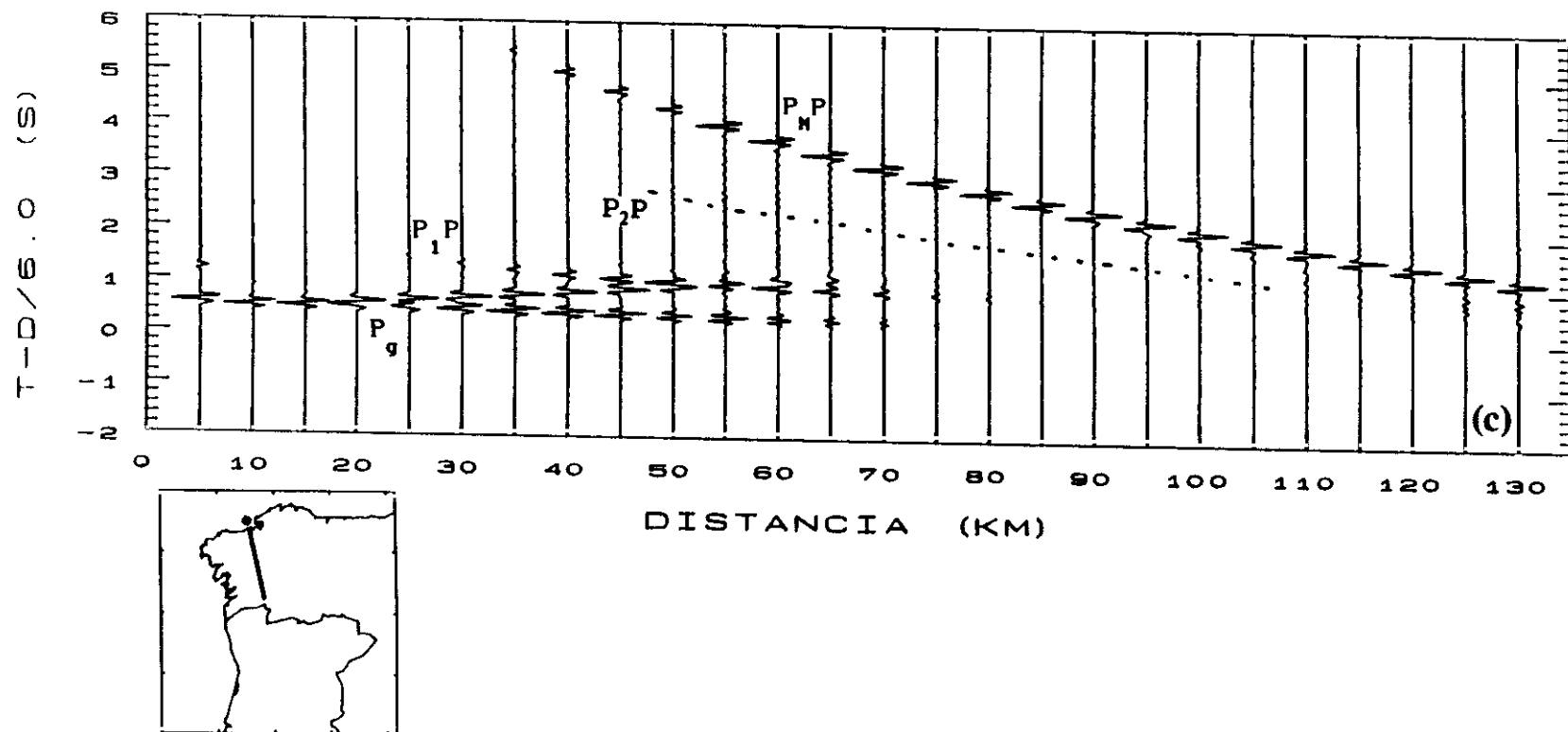


Figura 7.4.5(a) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados para el modelo de la figura 7.4.3, con el método de rayos de Cerveny. (b) Ensamblaje de ondas P para la componente vertical filtrada (1-25 Hz), del perfil La Coruña-La Cañiza, con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la figura 7.4.3. (c) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados con el método de reflectividad para el modelo de la figura 7.4.3, supuesto homogéneo lateralmente (ver texto).

retrasada respecto de la correlación observada (figura 7.4.3b).

En cualquier caso, y como podemos observar en la figura 7.4.5, el ajuste obtenido, a partir del modelo de la figura 7.4.3, es satisfactorio tanto para los tiempos de recorrido como para las relaciones de amplitud de las fases sísmicas.

7.4.2 Interpretación de ondas S

En la figura 7.4.6 se muestran los ensamblajes de ondas S de las tres componentes de los sismogramas del perfil La Coruña-La Cañiza, así como el ensamblaje resultante del producto de las componentes vertical y radial. Los ensamblajes han sido dibujados con una velocidad de reducción de $6/1.73 = 3.46$ km/s y una escala de tiempos reducidos igual a la de los ensamblajes de ondas P (figuras 7.4.1a y 7.4.5b) dividida por 1.73.

En la figura 7.4.6b hemos dibujado las curvas de tiempo de recorrido de las fases S calculadas a partir del modelo estructural de velocidad de ondas P de la figura 7.4.3, suponiendo una relación de Poisson constante, de valor $\sigma = 0.25$, para toda la corteza.

En las figuras 7.4.6c y d hemos trazado las curvas de tiempo de recorrido de las fases S que han podido ser correlacionadas, después del análisis conjunto de las tres componentes de los sismogramas, sin filtrar y filtradas (1-15)Hz, y después de analizar el ensamblaje resultante del producto de las componentes radial y vertical, mostrado en la figura 7.4.6d, el cual, como podemos observar, proporciona una información decisiva para el establecimiento de las correlaciones, especialmente en el caso de las fases más superficiales, S_g y S_1S .

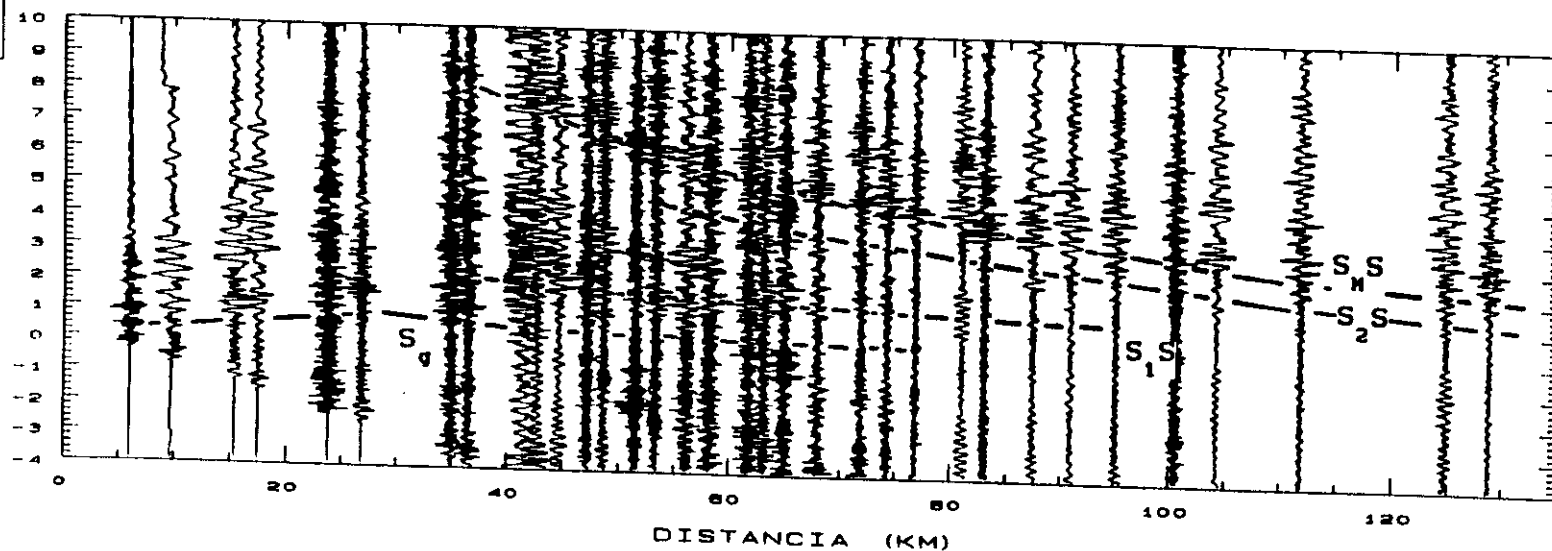
- En las tres componentes de los sismogramas se puede observar la fase S_g hasta unos 60 km de distancia, es decir, con un recorrido más corto que la fase P_g y propagándose con una velocidad aparente que aumenta con la distancia.

- La correlación de la fase S_1S no es fácil de establecer en los ensamblajes sin tratar, pero el filtrado de frecuencias de los sismogramas y el análisis de polarización de los datos, mostrado en la

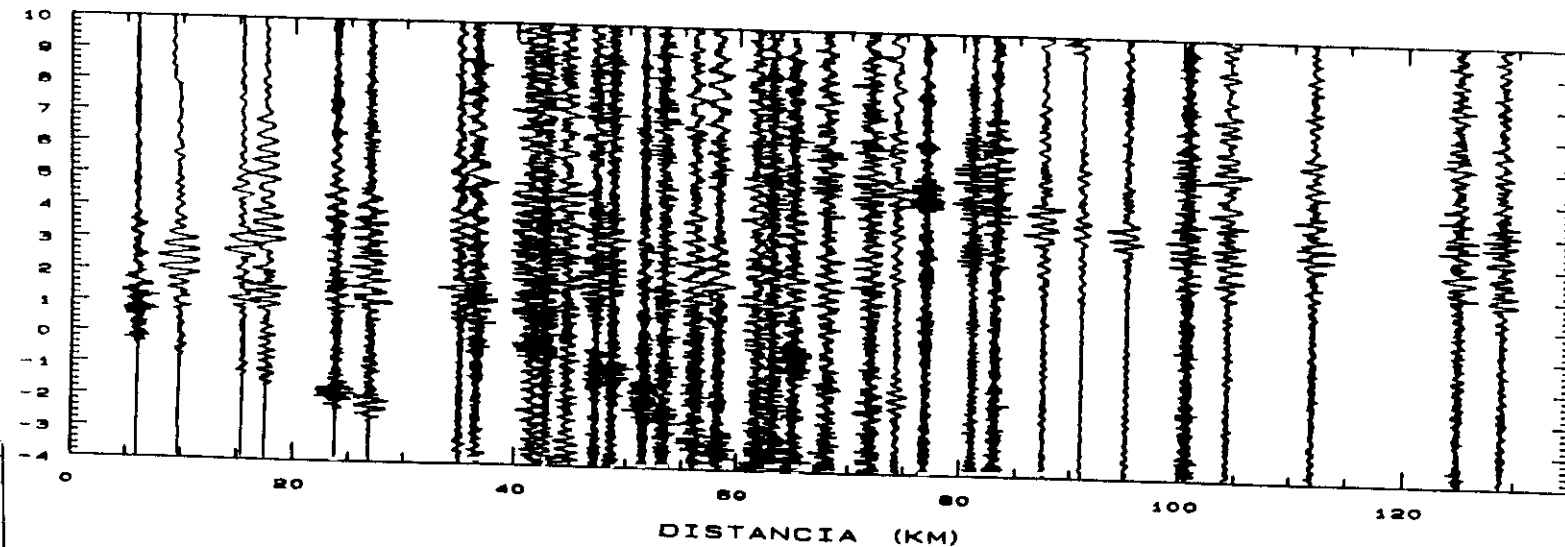


T-DIST/3.46 (S)

T-DIST/3.46 (S)



(b)



(a)

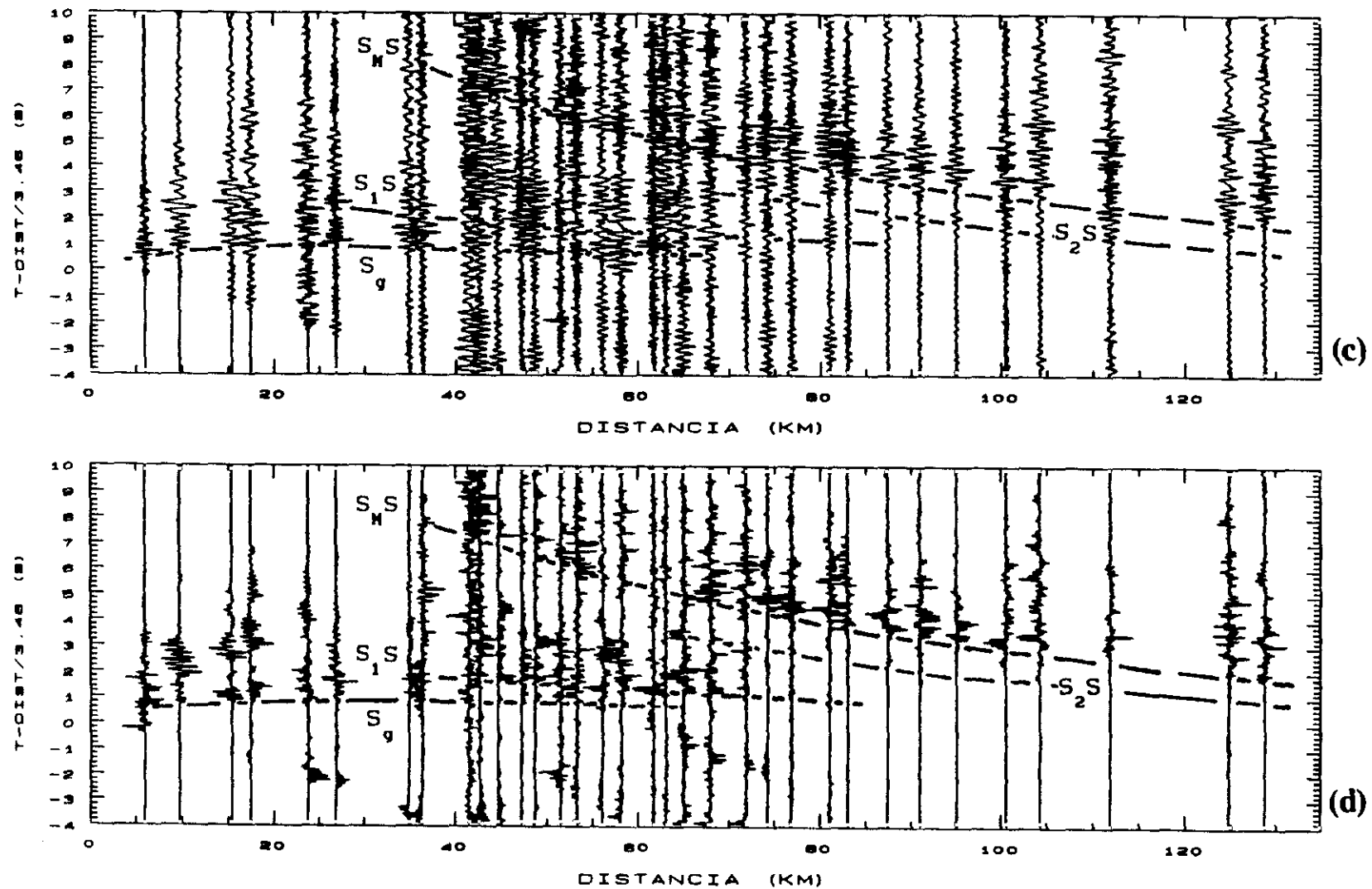


Figura 7.4.6 Ensamblajes de ondas S del perfil La Coruña-La Cañiza. (a) Componente vertical sin filtrar. (b) Componente radial sin filtrar, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases S deducidas a partir del modelo de la Fig. 7.4.3, suponiendo una relación de Poisson constante de 0.25. (c) Componente transversal filtrada (1-15 Hz). (d) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical. Las líneas dibujadas en c y d indican las curvas de tiempo de recorrido de las fases sísmicas correlacionadas.

figura 7.4.6d, permiten correlacionar unas llegadas de gran amplitud, detrás de la fase S_q , entre 35 y 85 km de distancia.

- La fase S_2S , de claridad y amplitud relativa a la de la fase S_{mS} muy distinta según el sismograma y la componente, puede correlacionarse entre, aproximadamente, 70 km y el final de la línea.

- Entre 40 y 135 km, la fase S_{mS} es claramente reconocible y fácil de correlacionar en las tres componentes de los sismogramas.

Si superponemos la figura 7.4.6b a la 7.4.6c ó a la figura 7.4.6d, podemos ver cómo la fase S_q observada y correlacionada en las figuras 7.4.6c y d se encuentra algo retrasada respecto de la curva de tiempos de recorrido prevista para un valor de $\sigma = 0.25$ en la corteza superior (figura 7.4.6b). Por el contrario, la fase S_2S observada (figura 7.4.6c y d) aparece adelantada, aproximadamente 0.5 s, respecto de la curva de tiempos de recorrido prevista para un modelo de corteza con $\sigma = 0.25$ (figura 7.4.6b). Las fases S_1S y S_{mS} deducidas a partir del modelo de ondas P y las observadas muestran unas curvas de tiempo de recorrido prácticamente coincidentes, indicando, para la relación de Poisson, un valor promedio de aproximadamente 0.25 para toda la corteza.

Teniendo presentes estas consideraciones, calculamos un modelo estructural de velocidad de ondas S para explicar los tiempos de recorrido y amplitudes relativas de las fases correlacionadas. El modelo obtenido se muestra en la figura 7.4.7.

Como podemos ver en la figura, en la corteza superior la velocidad de las ondas S aumenta progresivamente con la profundidad en un sistema de tres capas de iguales espesores que las del modelo de ondas P, desde un valor de 2.60 km/s en la superficie hasta 3.52 km/s a una profundidad de 5 km. El gradiente de velocidad de las ondas S en la corteza superficial difiere del equivalente en el modelo de velocidades P y causa la desaparición de la fase S_q a 65 km de distancia del punto de tiro.

La fase S_1S puede ser explicada como la reflexión en la discontinuidad situada a 10 km de profundidad, encontrada en la interpretación de las ondas P. Para explicar, simultáneamente, los tiempos de recorrido y amplitudes de las llegadas que componen dicha

fase, la capa situada entre 5 y 10 km de profundidad debe tener una velocidad de 3.50 km/s y debe producirse en su base un salto fuerte de velocidad: 3.50-3.75 km/s. Con el modelo así obtenido no podemos hablar, en sentido estricto, de una inversión o capa de baja velocidad para las ondas de cizalla.

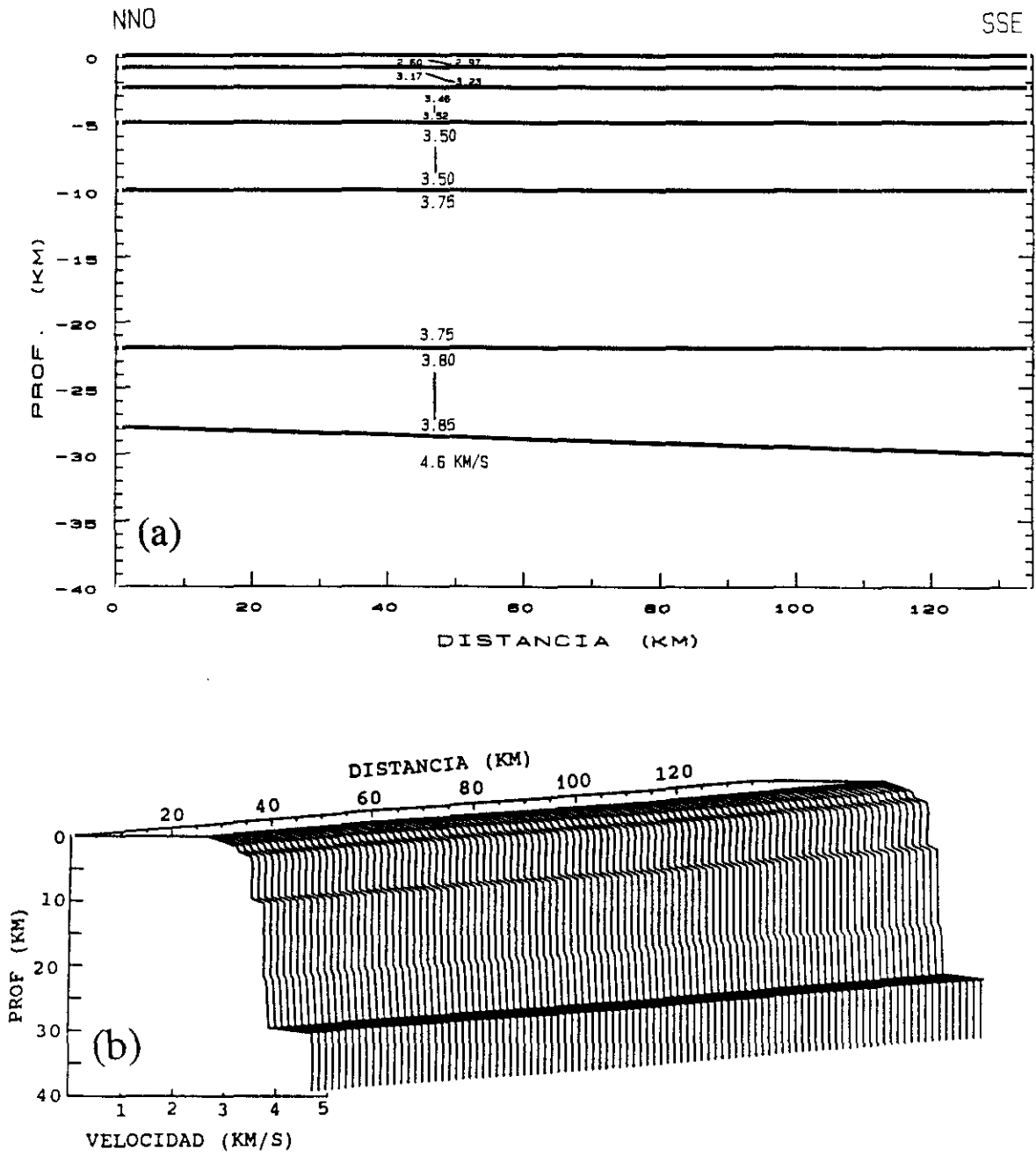


Figura 7.4.7(a) Modelo bidimensional de velocidad de ondas S para el perfil La Coruña-La Cañiza. (b) Representación en perspectiva de la distribución $V_s(z)$.

Una capa entre 10 y 22 km de profundidad, de velocidad constante (3.75 km/s) explica los tiempos de recorrido de la fase S₂S, procedente de la reflexión en la discontinuidad situada a 22 km de profundidad.

En la corteza inferior la velocidad aumenta con la profundidad desde 3.80 km/s hasta alcanzar un valor de 3.85 km/s en la discontinuidad corteza-manto, la cual buza de norte a sur desde 28 hasta 30 km de profundidad.

Basándonos en la distancia crítica y en las amplitudes relativas de la fase S_MS, estimamos una velocidad de 4.6 km/s en la parte más superior del manto.

En la figura 7.4.8 (a y b) se muestran las curvas de tiempo de recorrido y los sismogramas sintéticos calculados a partir del modelo de la figura 7.4.7.

Al comparar el ensamblaje teórico (figura 7.4.8b) con los datos (figura 7.4.8a) se observa que los tiempos de recorrido quedan bien explicados con el modelo y que existe un ajuste global satisfactorio en cuanto a las relaciones de amplitud de las fases interpretadas: amplitud relativa máxima de la fase S₁S entre 40 y 65 km de distancia y de la fase S_MS a partir de 70 km.

7.4.3. Relación de Poisson

Combinando el modelo de velocidad obtenido para las ondas P (figura 7.4.3) con el obtenido a partir de la interpretación de las ondas S (figura 7.4.7), obtenemos para el perfil La Coruña-La Cañiza el modelo de la relación de Poisson, σ , mostrado en la figura 7.4.9.

En la corteza superior, entre 0 y 5 km de profundidad, la relación de Poisson presenta valores elevados. En la superficie, el valor encontrado para σ es de 0.30; entre 0.9 y 2.4 km de profundidad la relación de Poisson disminuye a un valor de $\sigma=0.25$ y vuelve a aumentar a un valor de, aproximadamente, 0.27 entre 2.5 y 5 km de profundidad.

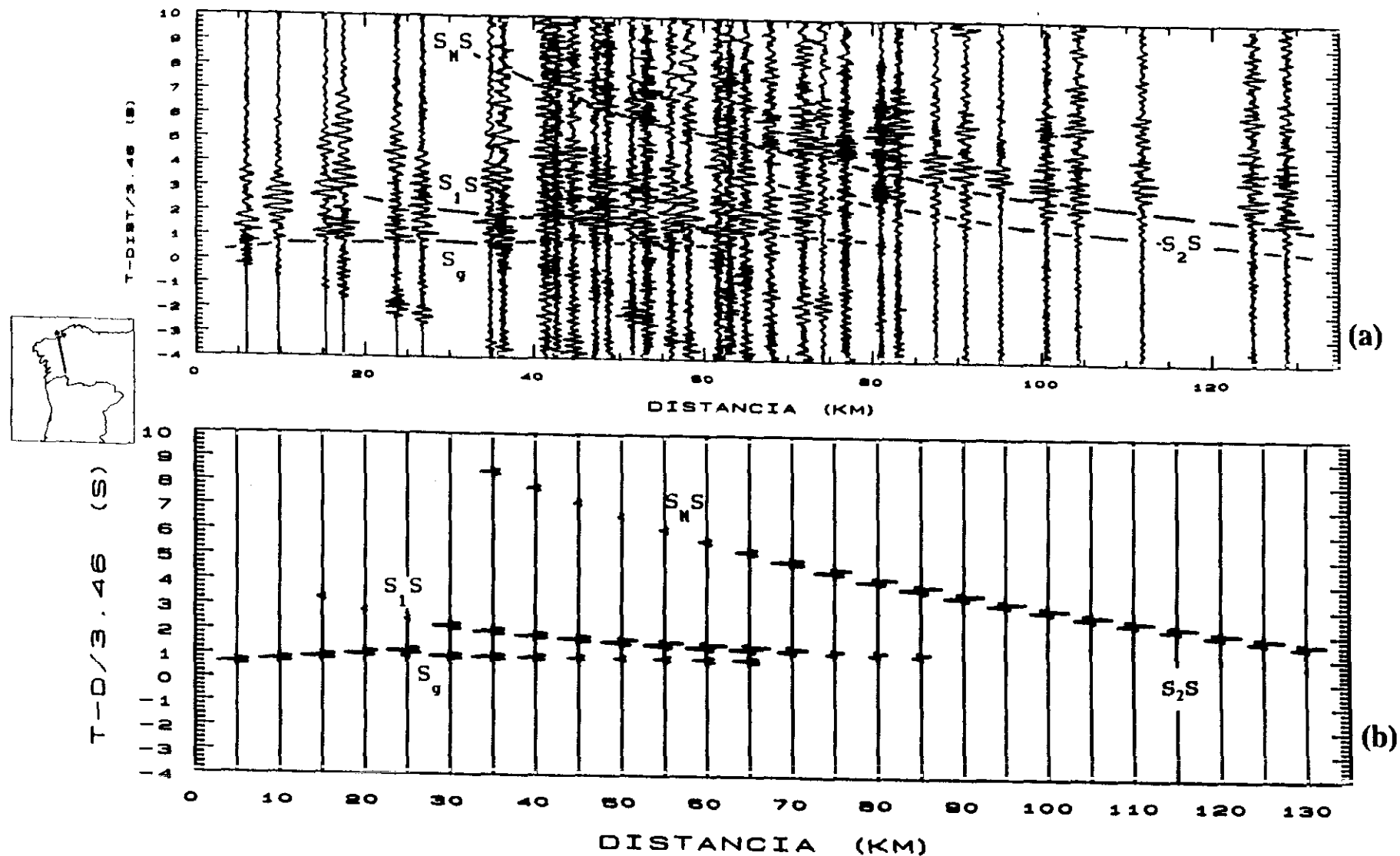


Figura 7.4.8 Perfil La Coruña-La Cañiza. (a) Ensamblaje de ondas S para la componente vertical filtrada (1-15 Hz), con las curvas de tiempo de recorrido obtenidas a partir del modelo de la figura 7.4.7. (b) Componente vertical de los sismogramas sintéticos calculados con el modelo de la figura 7.4.7.

Entre 5 y 10 km de profundidad la relación de Poisson es baja ($\sigma < 0.25$) como consecuencia de la inversión de velocidad encontrada en esta zona para las ondas P y la ausencia de una capa de baja velocidad en el modelo de ondas S.

Entre 10 y 22 km de profundidad la relación de Poisson es menor que 0.25, como era previsible a partir del adelanto de las llegadas S₂S observadas respecto de las calculadas para un modelo en el que se suponía que $V_s = V_p/1.73$.

En la corteza inferior el valor de σ es elevado y aumenta con la profundidad hasta alcanzar un valor de $\sigma = 0.29$ en la base de la corteza.

En el manto superior, inmediatamente debajo de la discontinuidad de Mohorovičić, el valor encontrado para la relación de Poisson es de $\sigma = 0.27$.

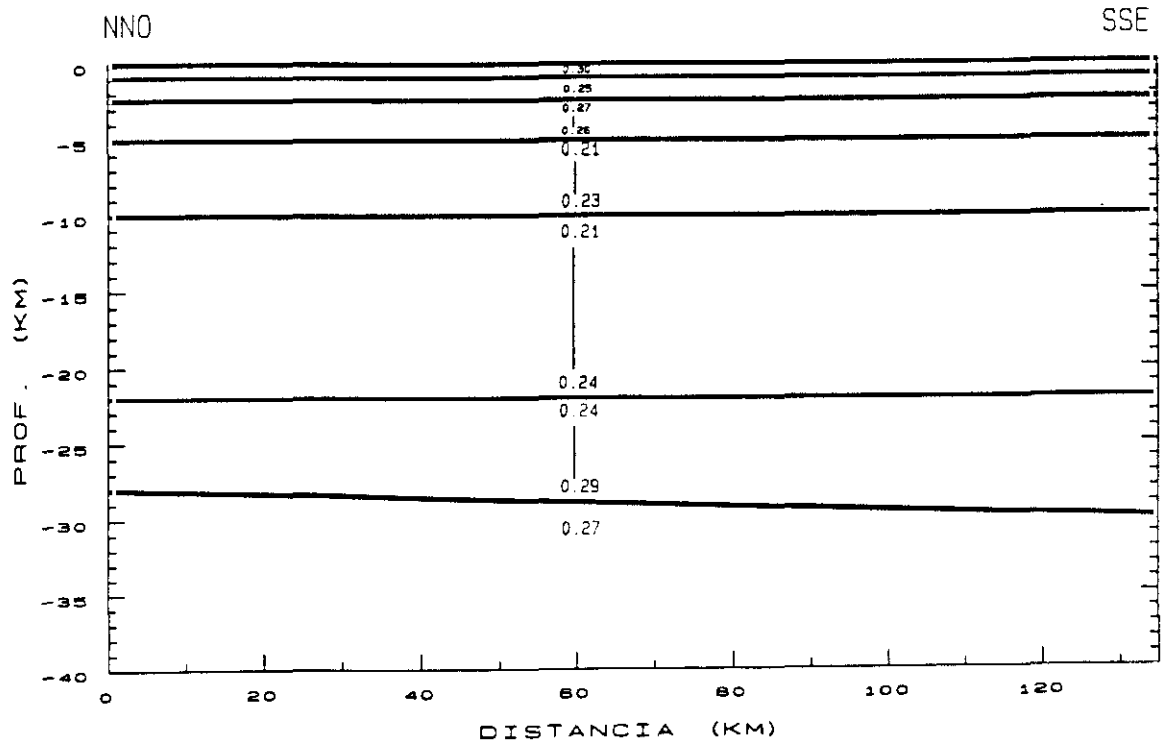


Figura 7.4.9 Modelo de la relación de Poisson, σ , para el perfil La Coruña-La Cañiza.

CAPITULO 8

ANALISIS E INTERPRETACION DE ONDAS CONVERTIDAS

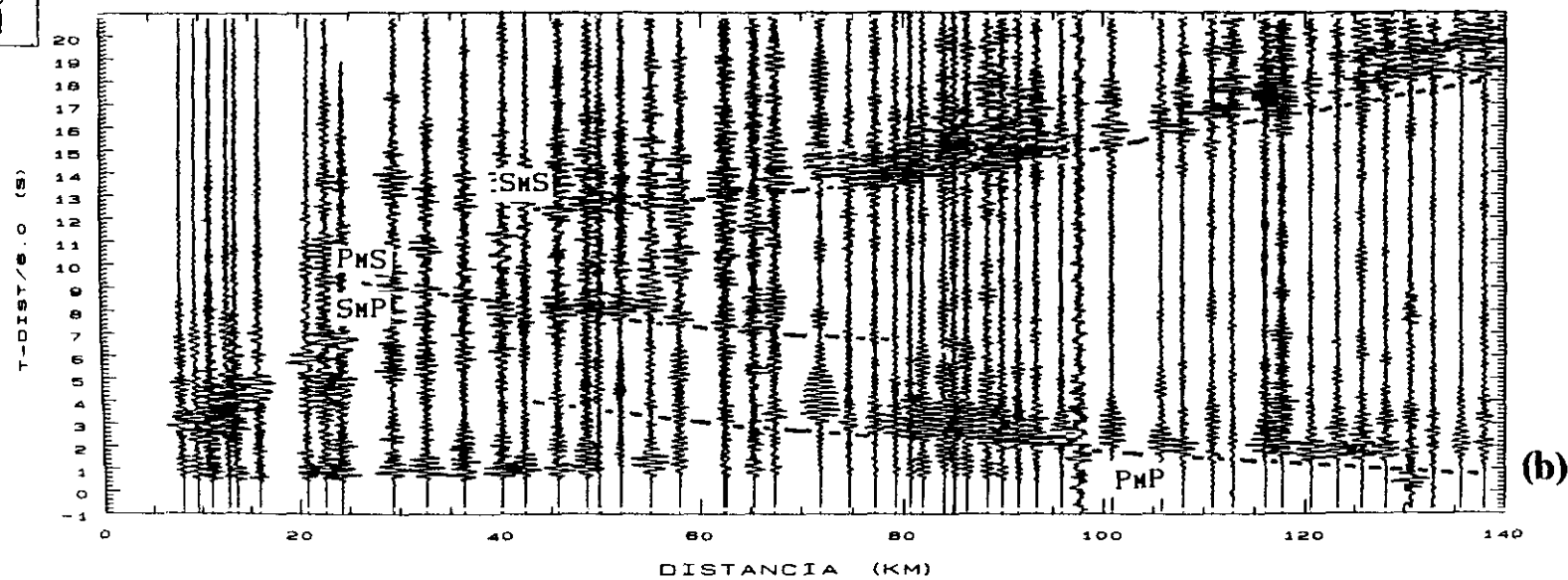
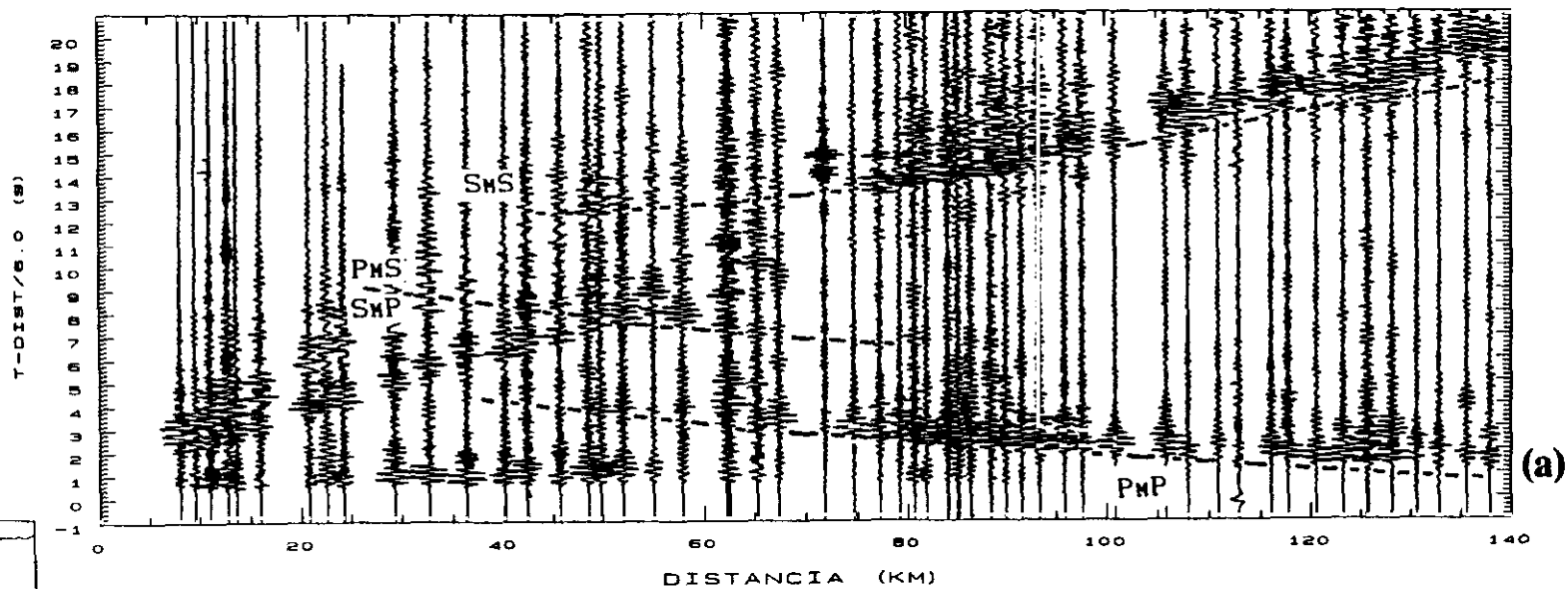
8.1 INTRODUCCION

En el Capítulo anterior hemos interpretado las llegadas de las ondas que viajan a lo largo de todo su recorrido a través de la corteza terrestre exclusivamente como ondas P o S; pero junto a estos tipos de ondas pueden producirse en los ensamblajes llegadas de ondas convertidas, como se ha ido señalando desde el principio de este trabajo.

Se considera una onda como onda convertida cuando en su recorrido a través de la tierra cambia de P a S o de S a P. La conversión puede producirse por reflexión o refracción en una discontinuidad de primer orden o en un medio fuertemente inhomogéneo, donde ya no pueden desacoplarse las ondas P y S, como, por ejemplo, en una zona de pequeño espesor con un fuerte incremento de la velocidad. La amplitud de las fases convertidas depende sólo de la magnitud del salto de velocidad en la discontinuidad o de la magnitud del gradiente de velocidad.

El estudio de las ondas internas convertidas es, por tanto, de gran importancia, ya que dichas ondas permiten obtener información sobre la naturaleza de las superficies de discontinuidad.

De especial interés es el estudio de las ondas convertidas procedentes de la discontinuidad entre la corteza y el manto, dado que desde hace algún tiempo se habla de modelos alternativos para esta discontinuidad.



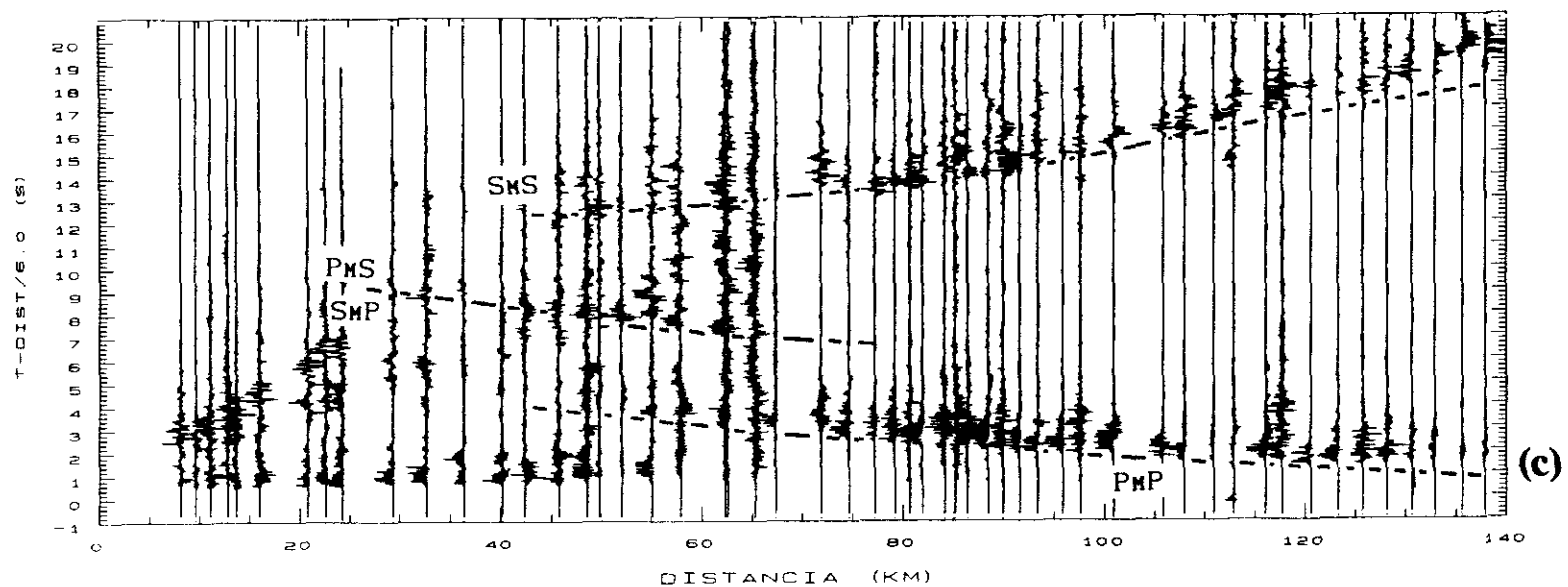


Figura 8.1 Ensamblaje de ondas P y S del perfil Finisterre-Sarria. (a) Componente vertical filtrada (1-15) Hz. (b) Componente radial filtrada (1-15) Hz. (c) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical.

Recogiendo las propuestas de varios autores, Davydova et al. (1972) clasificaron las posibles transiciones corteza-manto en tres tipos diferentes: 1) Discontinuidades de primer orden, caracterizadas por un salto brusco en la velocidad; 2) Zonas de transición con velocidades que aumentan con la profundidad suavemente, de forma progresiva o escalonada; y 3) Zonas de transición laminadas, constituidas por capas alternativas de alta y baja velocidad.

Fuchs (1975) demostró, con ayuda del método de reflectividad, que las amplitudes teóricas PmS (fases convertidas de P a S en la reflexión en la discontinuidad corteza-manto) pueden ser, a determinadas distancias, del orden o incluso mayores que las amplitudes teóricas PmP, cuando se considera la Moho como una discontinuidad de primer orden.

En este Capítulo analizaremos e interpretaremos las fases convertidas en la Moho presentes en nuestros datos. En la interpretación no se tendrán en cuenta las posibles fases convertidas en otras discontinuidades pues, como ya vimos en el apartado 4.4.3 de este trabajo, las llegadas de las ondas convertidas en las discontinuidades intracorticales, además de tener mucha menor amplitud, se ven perturbadas de manera drástica por la energía de las ondas P que llegan en la misma ventana de tiempos, haciéndose imposible su reconocimiento e identificación.

8.2 CORRELACION DE ONDAS CONVERTIDAS

La clara presencia de reflexiones subcríticas PmP de gran amplitud en dos de los perfiles estudiados, Finisterre-Sarria (figura 7.3.7a) y La Coruña-La Cañiza (figura 7.4.1a), indica que la Moho puede ser considerada como una discontinuidad de primer orden y, por tanto, en estos perfiles, podemos esperar la presencia de ondas convertidas.

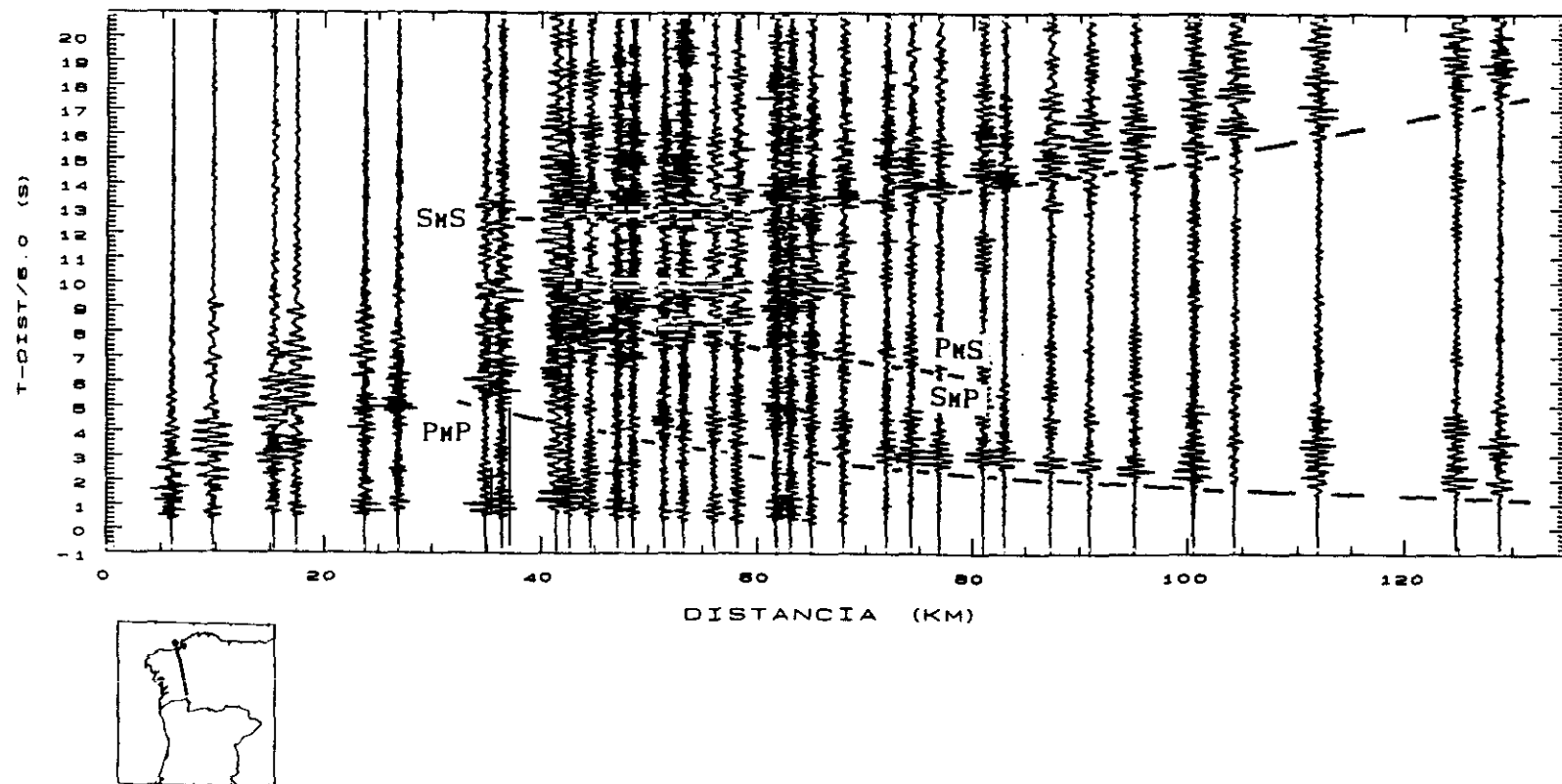


Figura 8.2 Ensamblaje de ondas P y S del perfil La Coruña-La Cañiza. Componente radial filtrada (1-15) Hz.

8.2.1 Perfil Finisterre-Sarria

En la figura 8.1 mostramos el ensamblaje completo de ondas P y S del perfil Finisterre-Sarria. Para la representación se ha elegido una ventana de tiempos suficientemente amplia, de tal manera que en el ensamblaje quedan incluidas las llegadas de todas las fases existentes. Para suprimir el ruido generado por la señal P, se han filtrado paso-baja los ensamblajes de la componente vertical (figura 8.1a) y radial (figura 8.1b) con una frecuencia de corte de 15 Hz.

En los ensamblajes de la figura 8.1 se observan, aproximadamente unos 4 s después de la fase PmP, unas claras llegadas correlacionables entre aproximadamente 30 y 75 km de distancia del punto de tiro. Esta fase es identificada, a partir de sus tiempos de recorrido, velocidad aparente y distancia crítica, como una reflexión convertida en la Moho. Como podemos observar la amplitud de las ondas convertidas es en algunos sismogramas tan grande como la de las llegadas PmP y SmS.

8.2.2 Perfil La Coruña-La Cañiza

En la figura 8.2 se muestra el ensamblaje completo de ondas P y S correspondiente al perfil La Coruña-La Cañiza. Se representa la componente radial de los sismogramas filtrados (1-15) Hz.

Análogamente a lo que ocurre en el perfil Finisterre-Sarria observamos, entre las fases P y las fases S, unas llegadas correlacionables entre 45 y 75 km de distancia, retrasadas respecto de la fase PmP unos 4 segundos, las cuales identificamos como una reflexión convertida en la discontinuidad corteza-manto, de nuevo en función de sus tiempos de recorrido, velocidad aparente y distancia crítica.

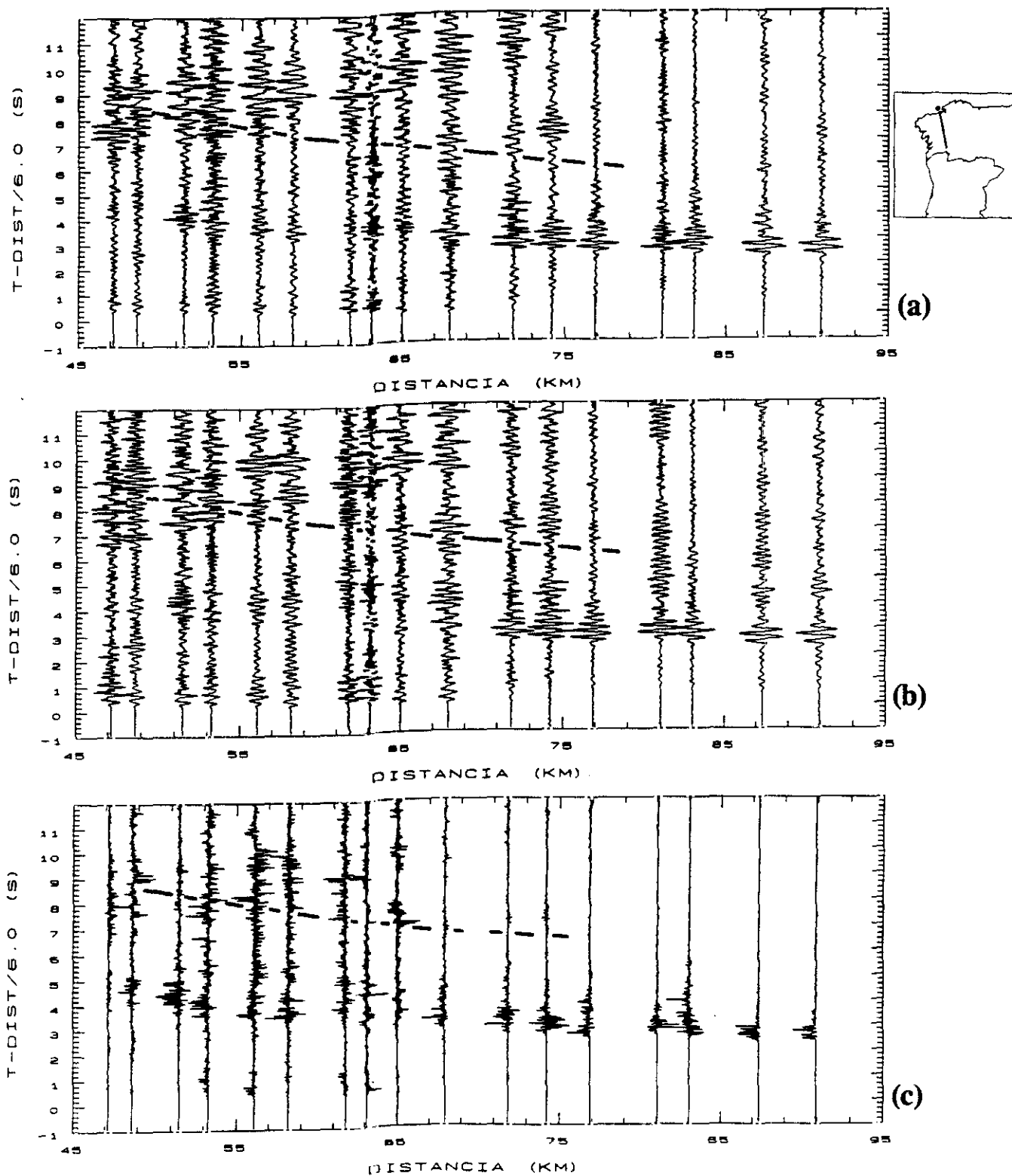


Figura 8.3 Ensamblajes detalle del segmento central del perfil La Coruña-La Cañiza. (a) Componente vertical, filtrada (1-10) Hz. (b) Componente radial filtrada (1-10) Hz. (c) Ensamblaje producto de las componentes radial y vertical. La línea de trazos indica la curva de tiempos de recorrido de la fase convertida en la Moho.

En la figura 8.3 mostramos un detalle del segmento central del perfil La Coruña-La Cañiza. Podemos observar cómo la amplitud relativa de las ondas convertidas es menor en la componente vertical de los sismogramas (figura 8.3a) que en la componente radial (figura 8.3b). Esto, como a continuación veremos, junto con el hecho de que las ondas convertidas presentan una polarización negativa, es decir, de signo contrario a la de las llegadas PmP (ver figura 8.3c), parece indicar que la fase convertida es una fase PmS, es decir, convertida por reflexión en la Moho de P a S.

En los ensamblajes de los otros perfiles analizados no es posible establecer una correlación para llegadas de ondas convertidas en la discontinuidad corteza-manto. Como ejemplo, ver el ensamblaje conjunto de ondas P y S correspondiente al perfil Vivero-Viana del Bollo, mostrado en la figura 2.6a.

8.3 AMPLITUDES TEORICAS DE LAS FASES PmS Y SmP

Desde el trabajo teórico pionero de Fuchs (1975) sobre ondas convertidas, han sido muy escasas las investigaciones realizadas en este campo, las cuales se han centrado (incluido el trabajo de Fuchs) en el estudio de ondas convertidas de P a S. Por ello iniciamos la interpretación de las ondas convertidas observadas en nuestros datos estudiando las amplitudes teóricas de las fases PmS y SmP.

Como ejemplo del estudio realizado mostramos a continuación los sismogramas sintéticos correspondientes al perfil Finisterre-Sarria, calculados con el objetivo de conocer las curvas exactas de tiempo de recorrido de las fases PmS y SmP y sus relaciones de amplitud con las fases PmP y SmS. Para los cálculos, realizados con el método de rayos de Červený, utilizamos el modelo estructural de velocidad de ondas P obtenido en el capítulo anterior (figura 7.3.8). Las velocidades S se calculan introduciendo en el modelo las relaciones promedio V_p/V_s obtenidas para cada capa a partir de los modelos finales de velocidad P y

S encontrados (figuras 7.3.8 y 7.3.13). Como en el capítulo anterior consideramos que las ondas P y S se emiten con una radiación independiente del ángulo y con una relación de energía 1:1.

La figura 8.4 muestra las amplitudes de las fases convertidas S_{MP} y P_{MS} en relación con las amplitudes de las fases compresionales P_{MP} y de cizalla S_{MS} obtenidas para las componentes vertical y radial de los sismogramas.

Como podemos ver, las fases convertidas presentan en principio amplitudes observables hasta aproximadamente 75 km de distancia del punto de tiro.

Las amplitudes mayores de la fase S_{MP} en la componente vertical, VR (figura 8.4a), en comparación con las obtenidas en la componente horizontal, RD (figura 8.4b), y la relación invertida observada para la fase P_{MS} : amplitudes mayores en la componente horizontal (figura 8.4d) que en la vertical (figura 8.4c), se explican por la polarización longitudinal o transversal del tipo de onda emergente (P o S).

De la observación comparada de los cuatro ensamblajes mostrados en la figura 8.4 destaca el hecho de que la fase P_{MS} puede observarse sobre todo en la componente horizontal, mientras que la fase S_{MP} prácticamente desaparece en dicha componente.

En principio las amplitudes de la fase S_{MP} en la componente vertical (figura 8.4a) y de la fase P_{MS} en la componente radial (figura 8.4d) son del mismo orden de magnitud, pero mientras que la fase S_{MP} es siempre de menor amplitud que la fase P_{MP} , la fase P_{MS} , por el contrario, presenta en la componente radial amplitudes mayores que las de la fase P_{MP} hasta 60 km de distancia.

En la figura 8.4 podemos observar también que las curvas de tiempo de recorrido de las fases P_{MS} y S_{MP} son coincidentes. Esto se debe a la gran homogeneidad lateral del modelo estructural de velocidad utilizado.

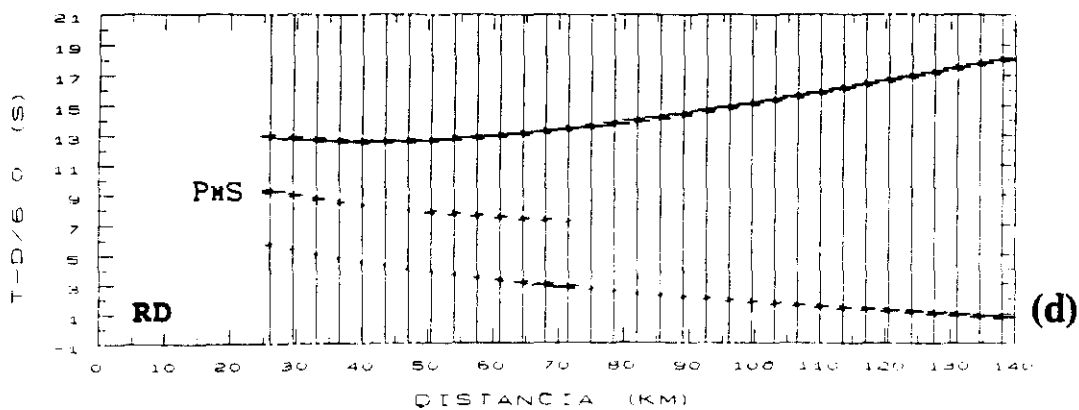
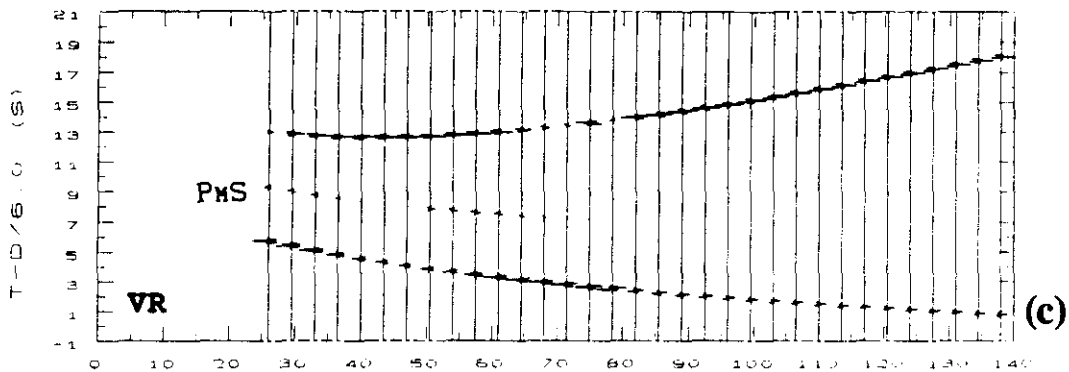
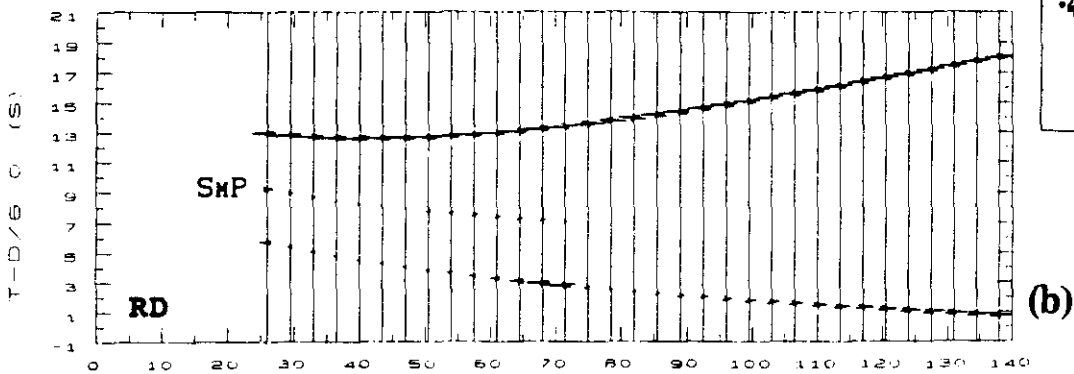
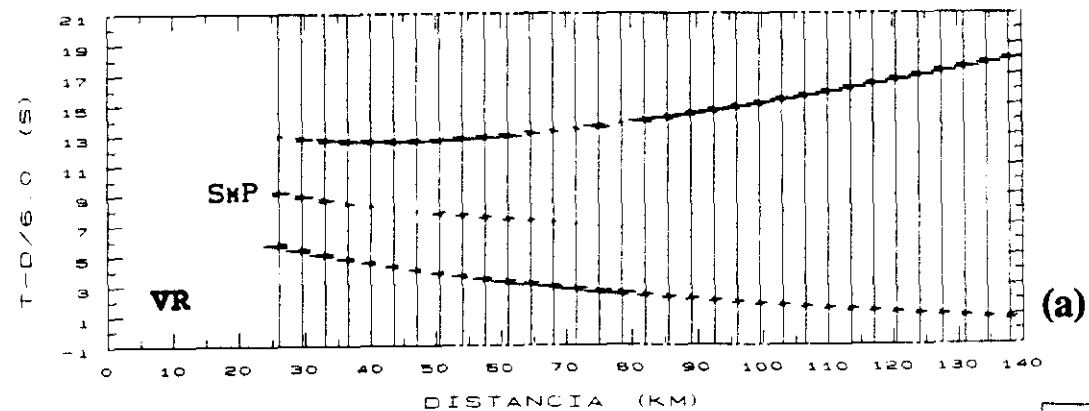


Figura 8.4 Comparación de las amplitudes teóricas de todas las fases reflejadas en la Moho: P, S y convertidas, obtenidas para el perfil Finisterre-Sarria a partir de los modelos de velocidad P y S del Apartado 7.3.

Un modelo con variaciones laterales en la velocidad, o cambios bruscos en la profundidad de las discontinuidades, produciría curvas de tiempo de recorrido diferentes.

En la figura 8.5 mostramos los sismogramas sintéticos obtenidos para la componente radial (figura 8.5a) y vertical (figura8.5b) cuando, para el mismo modelo anteriormente descrito, calculamos conjuntamente las fases convertidas PmS y SmP. Como podemos ver, sigue siendo válida la observación hecha anteriormente en cuanto a que las amplitudes relativas de las fases convertidas son mayores en la componente radial.

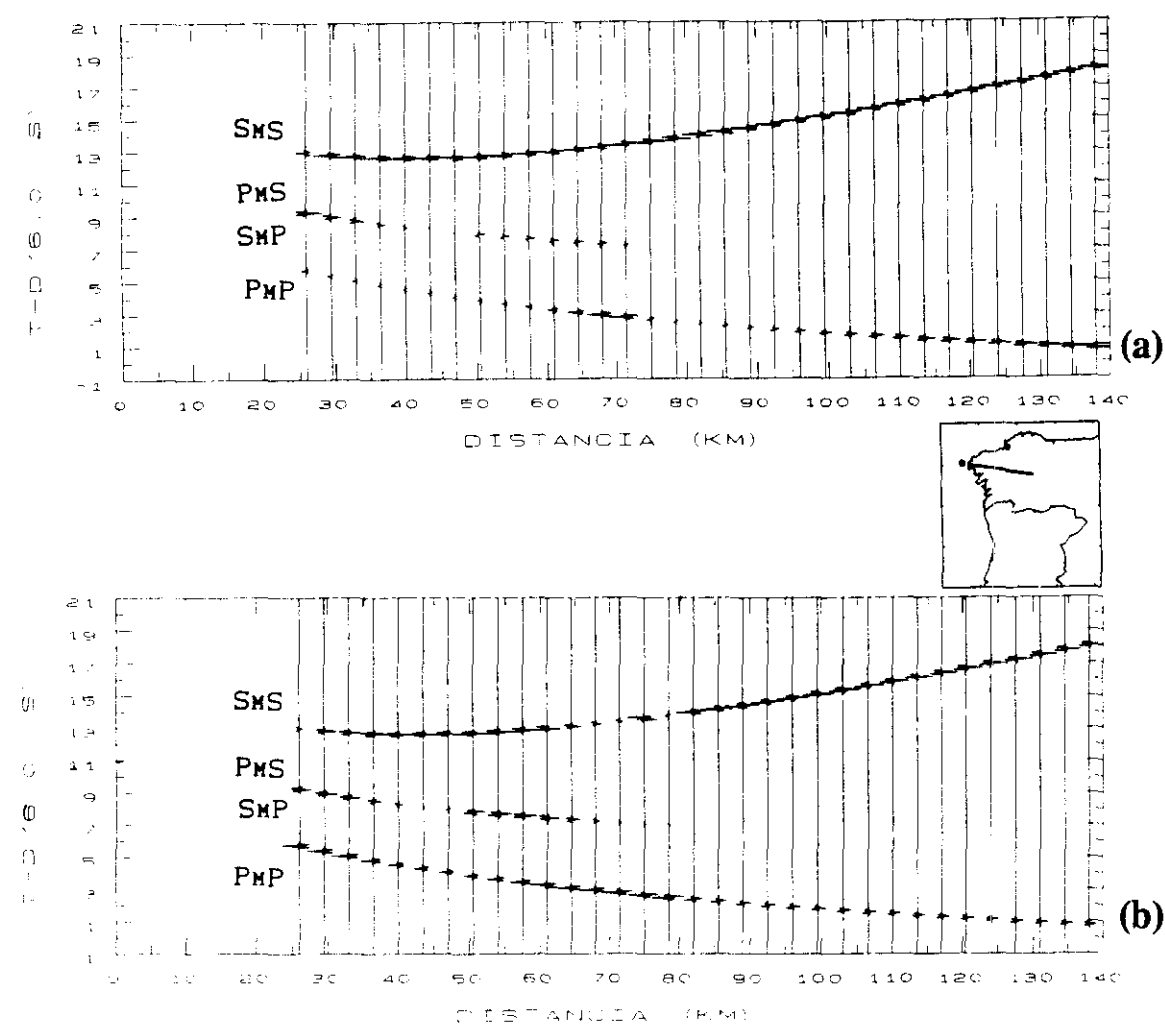


Figura 8.5 Relación de las amplitudes teóricas de todas las fases reflejadas en la Moho: PmP, SmS , PmS y SmP, obtenidas a partir de los modelos de velocidad P y S del Apartado 7.3 para el perfil Finisterre-Sarria. (a) Componente radial. (b) Componente vertical. El valor de σ debajo de la Moho es 0.27.

Por tanto, será en los ensamblajes de la componente radial de los sismogramas donde podremos esperar una presencia más clara o una observación más fácil de las ondas convertidas procedentes de la discontinuidad corteza-manto. La amplitud de estas fases convertidas corresponde fundamentalmente a la reflexión P_{MS}, puesto que la relación de amplitudes S_{MP}/P_{MS} calculada es menor que 1/3.

8.4 RELACION ENTRE EL VALOR DE LA RELACION DE POISSON BAJO LA DISCONTINUIDAD DE MOHROVICIC Y LA AMPLITUD DE LAS ONDAS CONVERTIDAS

Los cálculos llevados a cabo en el apartado anterior se han realizado considerando un valor de $\sigma=0.27$ para la parte superior del manto situada inmediatamente debajo de la Moho. Este valor, obtenido mediante la ecuación:

$$\sigma = 0.5 [1 - ((V_p^2 / V_s^2) - 1)^{-1}]$$

se calculó a partir de los valores de las velocidades P(V_p) y S(V_s) encontradas para el manto superior en el capítulo anterior. Ahora bien, puesto que el valor de la velocidad de las ondas de cizalla en el manto superior no puede ser estimado con certeza debido a la falta de llegadas S_n observables en los datos, es posible que el valor deducido para la relación de Poisson sea impreciso.

En este apartado estudiamos la relación existente entre el valor de la relación de Poisson bajo la discontinuidad corteza-manto y la amplitud de las ondas convertidas. La comparación entre los resultados obtenidos en la investigación y nuestros datos observados nos permitirá estimar el valor de σ en el manto superior.

Para los cálculos utilizamos los modelos de velocidad de ondas P encontrados en el capítulo anterior para los perfiles Finisterre-Sarria (figura 7.3.8) y La Coruña-La Cañiza (figura 7.4.3). Las variaciones en los valores del número de Poisson implican cambios en los valores de velocidad de las ondas S en el manto superior.

Abordamos en primer lugar la influencia de un incremento de la relación de Poisson en las relaciones de amplitud de las fases reflejadas en la Moho.

Partiendo del valor $\sigma=0.27$ deducido en el capítulo anterior, hemos ido incrementando continuamente el valor de la relación de Poisson. Cuando $\sigma=0.36$, la velocidad de las ondas S por encima y por debajo de la discontinuidad corteza-manto se hace igual. Si se sigue aumentando el número de Poisson, la velocidad S se hace más pequeña en el manto superior que encima de la Moho, es decir, se produce una inversión de la velocidad S. Cuando $\sigma=0.41$, la diferencia entre las velocidades S por encima y por debajo de la Moho es tan grande como en el caso de partida, $\sigma=0.27$, pero de signo contrario; es decir, en este caso la velocidad S en el manto superior es menor que en la base de la corteza inferior.

En el rango $0.27 < \sigma < 0.41$, en el que la cuantía de la diferencia de velocidades S por encima y por debajo de la Moho es menor que con $\sigma=0.27$, disminuyen las amplitudes de las ondas convertidas debido a la disminución del contraste de velocidades S.

Como ejemplo de los sismogramas sintéticos calculados para el caso de un incremento de la relación de Poisson en el manto superior, mostramos en la figura 8.6 la componente radial de los sismogramas calculados para un valor de $\sigma=0.3$. Si comparamos las curvas distancia-amplitud de esta figura con las correspondientes de la figura 8.5b, calculadas para un valor de $\sigma=0.27$, podemos observar cómo las amplitudes de las ondas convertidas se hacen más pequeñas con $\sigma=0.3$. En este caso, las amplitudes de las ondas convertidas son menores que las de la fase PMP en el rango de distancias entre 50 y 65 km, lo que contradice nuestras observaciones (ver figura 8.1b).

Por otra parte, un aumento de la relación de Poisson produce una disminución en las amplitudes SMS subcríticas y un desplazamiento, a distancias mayores, de la distancia crítica de la fase SMS, lo que tampoco concuerda con los datos observados.

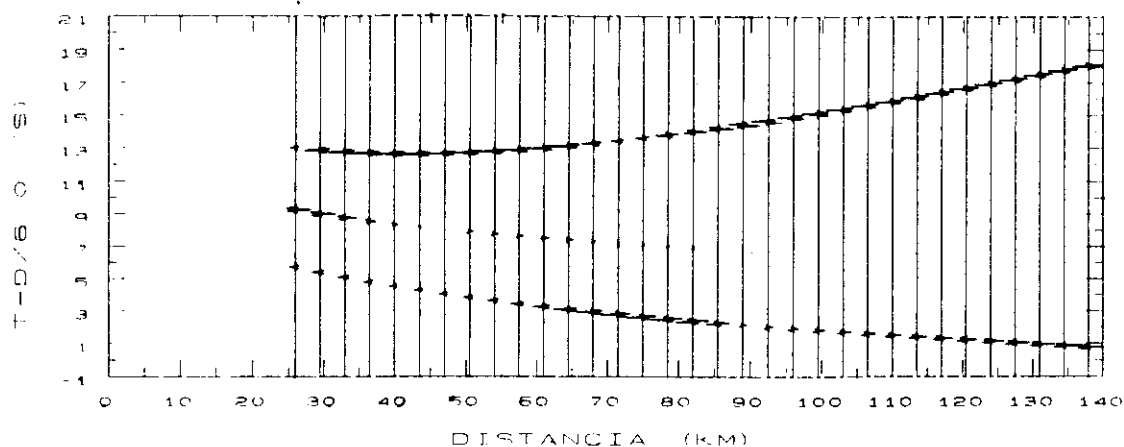


Figura 8.6 Figura análoga a la Fig. 8.5, pero considerando para la relación de Poisson por debajo de la Moho un valor de $\sigma=0.30$. (Comparar con figura 8.5b).

Discutimos, a continuación, la influencia de una disminución de la relación de Poisson en el manto superior, en las relaciones de amplitud de las fases P, S y convertidas, procedentes de la reflexión en el Moho.

Si se disminuye el valor de la relación de Poisson a 0.25, el salto de la velocidad S en la discontinuidad corteza-manto aumenta de 3.85-4.56 km/s, que teníamos cuando $\sigma=0.27$, a 3.85-4.73 km/s. Esta disminución en el valor de σ , o lo que es lo mismo, este aumento en el contraste de velocidades, provoca un aumento de las amplitudes de las ondas convertidas y de las llegadas SmS subcríticas, lo que da lugar a una disminución importante de las amplitudes relativas de la fase PmP, las cuales, a su vez, son ahora, como podemos observar en la figura 8.7, menores que las de las llegadas de las ondas convertidas en todo el rango de observación. Esta contradicción entre las curvas distancia-amplitud calculadas (figura 8.7) y observadas (figura 8.1b) se hace más evidente cuanto más disminuimos el valor de la relación de Poisson σ debajo de la Moho.

En la figura 8.8 mostramos los resultados obtenidos del estudio

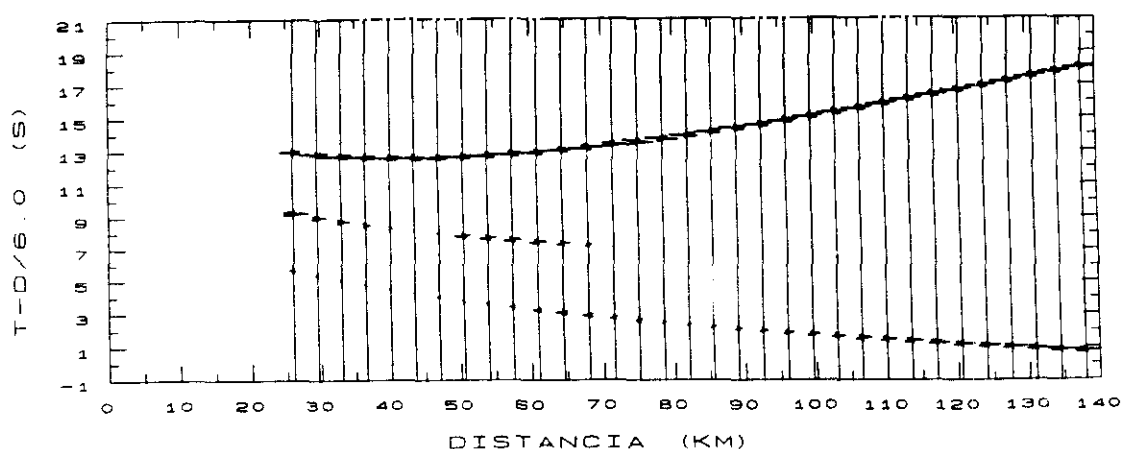


Figura 8.7 Figura análoga a las figuras 8.5 y 8.6, considerando para la relación de Poisson por debajo de la Moho un valor de $\sigma=0.25$. Comparar con figura 8.5b.

realizado para el perfil La Coruña-La Cañiza. Se muestra la componente radial de los sismogramas sintéticos obtenidos entre 30 y 100 km de distancia, a partir de los modelos de velocidad de ondas P (figura 7.4.3) y S (figura 7.4.7) calculados en el capítulo anterior. Se presentan las curvas amplitud-distancia de todas las fases compresionadas, de cizalla y convertidas obtenidas a partir del modelo. Para el manto superior se han considerado los tres valores de σ anteriormente discutidos: $\sigma=0.27$ (figura 8.8a), $\sigma=0.30$ (figura 8.8b) y $\sigma=0.25$ (figura 8.8c). Como vemos, al comparar con los datos observados de la figura 8.2, el mejor ajuste se consigue cuando la relación de Poisson debajo de la discontinuidad corteza-manto tiene un valor de $\sigma=0.27$.

Por tanto, de los resultados obtenidos podemos concluir, para los perfiles Finisterre-Sarria y La Coruña-La Cañiza, un valor de $\sigma=0.27$ para la relación de Poisson en el manto superior. Valores más altos o más pequeños para σ producen desajustes entre las relaciones de amplitud teóricas y observadas para las fases sísmicas de la corteza.

Por otra parte el estudio realizado pone de manifiesto la enorme importancia y la información decisiva que proporcionan el análisis e interpretación conjuntos de las ondas compresionadas y de cizalla.

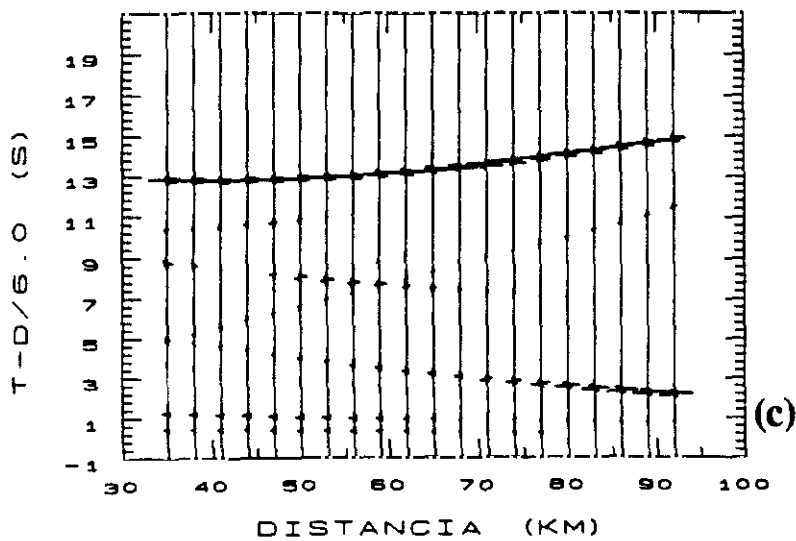
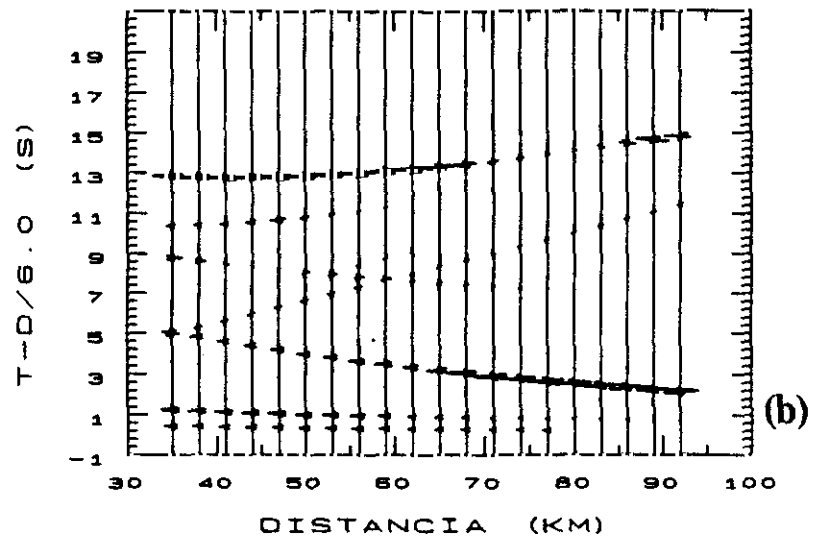
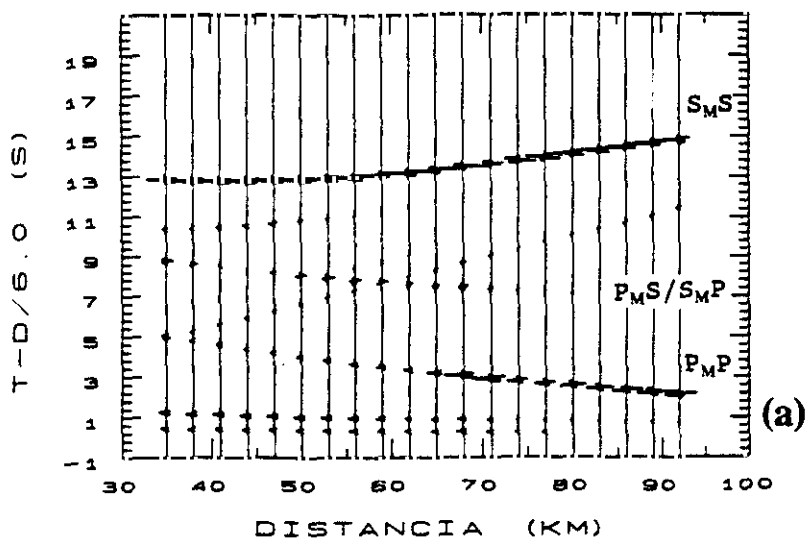


Figura 8.8 Ensamblajes sintéticos de ondas P, S y convertidas, para la componente radial del perfil La Coruña-La Cañiza, calculados a partir de los modelos de velocidad P y S del apartado 7.4. El valor de la relación de Poisson en el manto superior es: (a) $\sigma=0.27$; (b) $\sigma=0.30$; (c) $\sigma=0.25$.

8.5 INTERPRETACION DE ONDAS CONVERTIDAS

En la figura 8.9b mostramos el ensamblaje de la componente radial de los sismogramas sintéticos obtenidos para el perfil Finisterre-Sarria. En la figura aparecen todas las fases sísmicas compresionadas, de cizalla y convertidas, obtenidas con el método de rayos de Červený, para el modelo estructural de velocidad de ondas P y S descrito en el capítulo 7.3. Para facilitar su comparación con los datos observados y mostrar el buen ajuste obtenido tanto en tiempos de recorrido como en amplitudes, reproducimos en la figura 8.9a, con la misma escala de representación, la componente radial del ensamblaje completo observado.

Análogamente, en la figura 8.10a se muestra la componente radial, filtrada (1-15) Hz, del ensamblaje completo de ondas P, S y convertidas correspondiente al perfil La Coruña-La Cañiza. El correspondiente ensamblaje sintético puede observarse en la figura 8.10b. En este caso se muestra la componente radial de los sismogramas sintéticos calculados con el método de reflectividad, para el modelo unidimensional de corteza descrito en el capítulo 7.4. Como podemos ver al comparar con la figura 8.8a, la respuesta de los dos métodos de interpretación utilizados para el cálculo de sismogramas sintéticos es la misma. Las relaciones de amplitud obtenidas, entre las fases P, S y convertidas, es en conjunto la misma para el método de trazado de rayos de Červený (figura 8.8a) y para el método de reflectividad (figura 8.10b).

El hecho de que puedan observarse amplitudes de ondas convertidas razonablemente grandes implica que la "zona de transición" del Moho debe ser, en el Noroeste de Galicia, como máximo $1/4$ de la longitud de onda P (Fuchs, 1975), es decir, según nuestros datos, de menos de 0.3-0.4 km de espesor. Por tanto, la presencia de una clara reflexión PMS en los ensamblajes de los perfiles Finisterre-Sarria y La Coruña-La Cañiza indica que el Moho es una discontinuidad de primer orden en la zona cubierta por estas líneas.

En los otros perfiles estudiados sólo pueden observarse algunas llegadas de energía débil en el rango de distancias y tiempos donde,

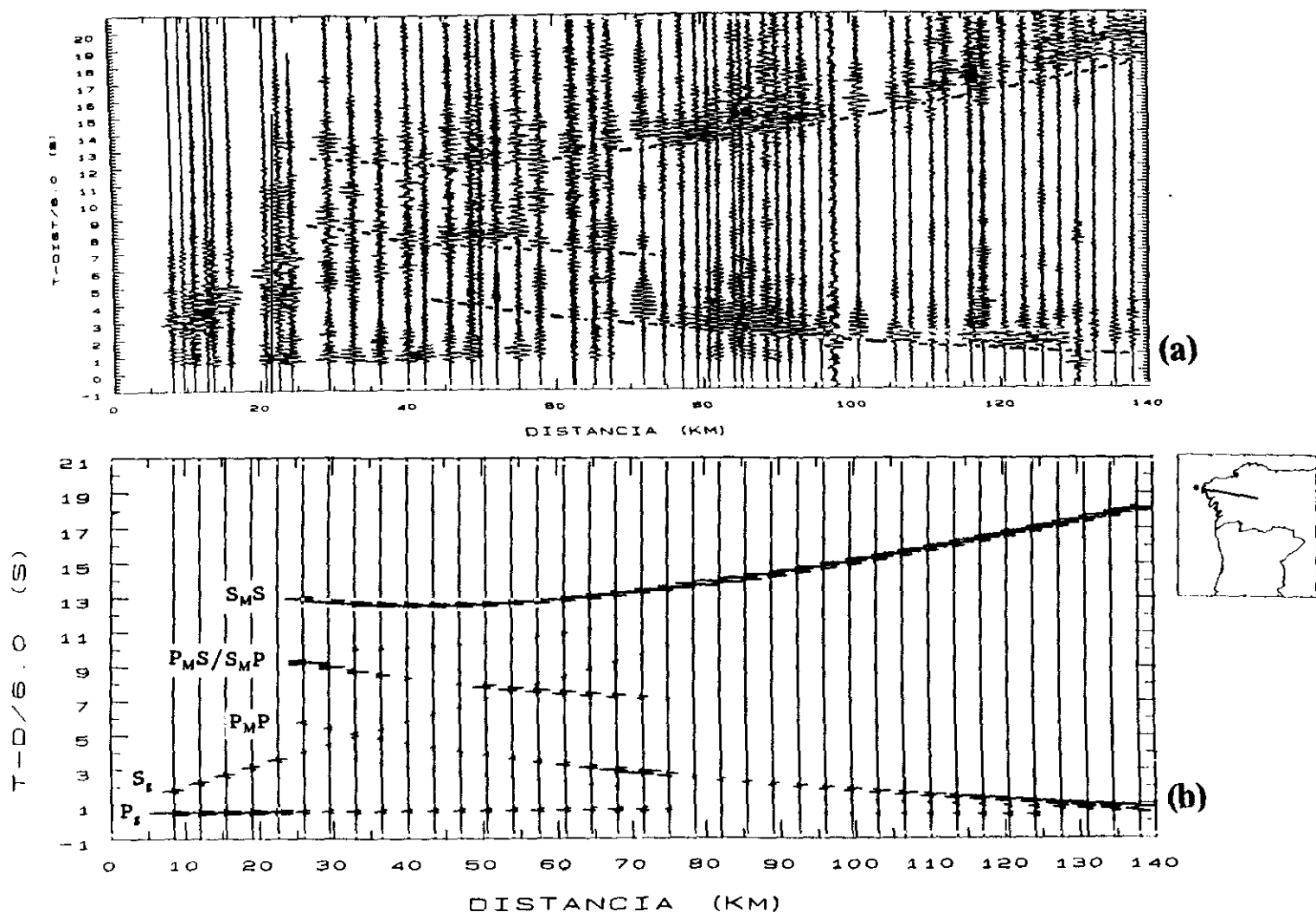


Figura 8.9(a) Ensamblaje completo de ondas P, S y convertidas, filtrado (1-15) Hz, para la componente radial del perfil Finisterre-Sarria, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases $P_M P$ y $S_M S$ y convertidas en la Moho correlacionadas. (b) Componente radial de los sismogramas sintéticos calculados a partir de los modelos estructurales de velocidad P y S mostrados en el Apartado 7.3.

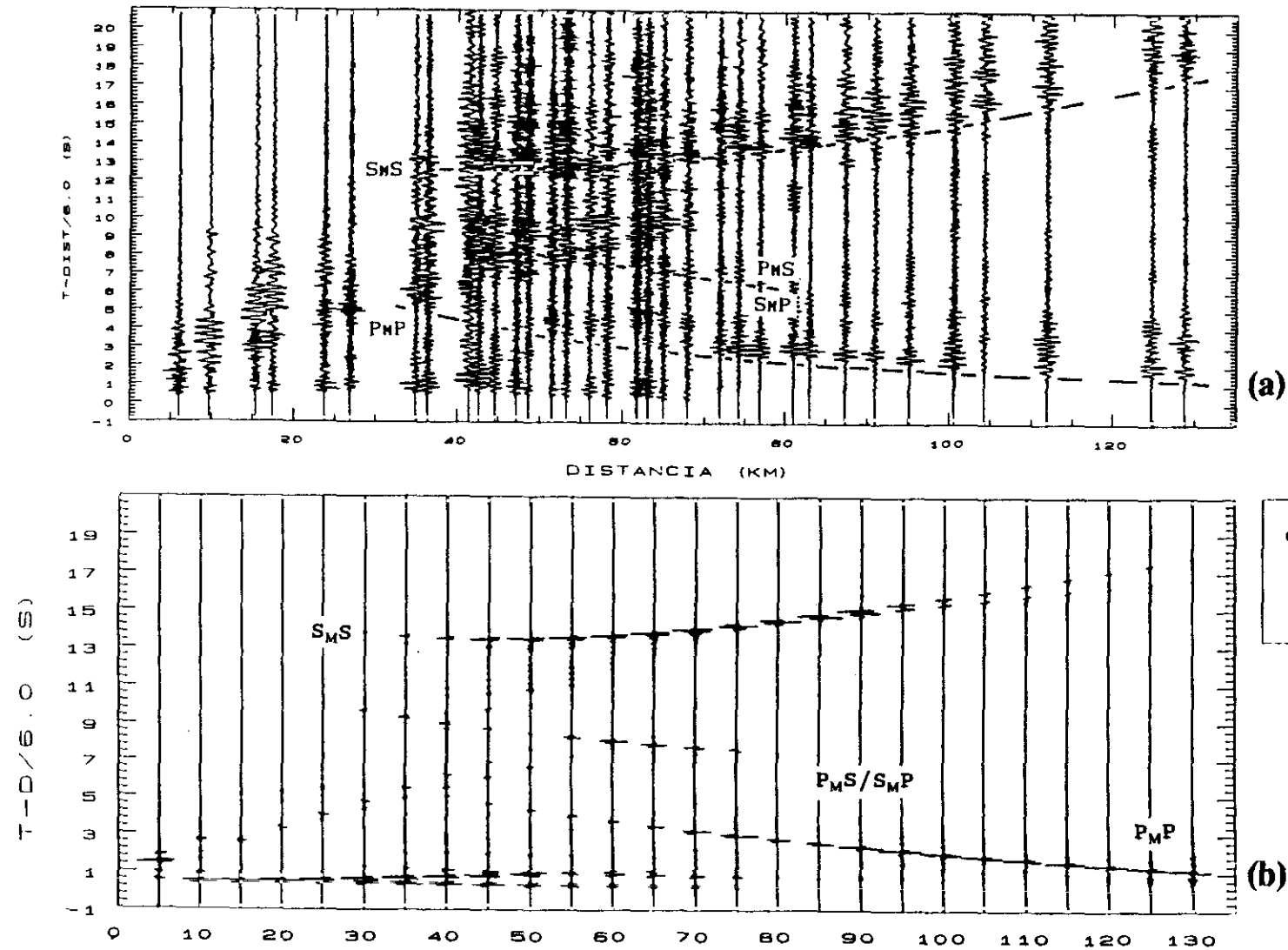


Figura 8.10(a) Ensamblaje completo de ondas P, S y convertidas, filtrado (1-15) Hz, para la componente radial del perfil La Coruña-La Cañiza, con las curvas de tiempo de recorrido de las fases $P_M P$ y $S_M S$ y convertidas en la Moho correlacionadas. **(b)** Componente radial de los sismogramas sintéticos calculados con el método de reflectividad para los modelos estructurales de velocidad P y S mostrados en el Apartado 7.4, supuestos homogéneos lateralmente.

según nuestros cálculos, podemos esperar la presencia de ondas convertidas, pero de ninguna manera puede establecerse una correlación segura para dichas ondas.

Puesto que las condiciones de observación en estos perfiles es similar a la de Finisterre-Sarria y La Coruña-La Cañiza en cuanto al ruido de los registros, debe ser una característica estructural de estos perfiles lo que explique en ellos la ausencia de ondas convertidas.

Posibles explicaciones para la ausencia de ondas convertidas se han ido planteando a lo largo de este capítulo: un aumento de la relación de Poisson σ por debajo de la discontinuidad corteza-manto puede producir, como hemos visto, una disminución en la amplitud de las llegadas de las ondas convertidas. Por otra parte, la heterogeneidad lateral de los modelos encontrados para los perfiles Ribadeo-La Guardia y Vivero-Viana, en cuanto a la distribución de las velocidades P (figura 7.1.6) o S (figura 7.2.9), da lugar a curvas de tiempo de recorrido ligeramente diferentes para las fases PmS y SmP, pudiendo llegar a producirse una interferencia destructiva de ambas señales.

Otra posible explicación para la ausencia de ondas convertidas se deduce de los resultados de Fuchs (1975): el Moho no es una discontinuidad de primer orden, sino una zona de transición.

Como vemos, el estudio de las ondas convertidas y su análisis conjunto con las ondas compresionales y de cizalla es fundamental en un trabajo de refracción sísmica por la información estructural que aporta.

CAPITULO 9

ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL NOROESTE DE LA PENINSULA IBERICA

9.1 INTRODUCCION

En este capítulo discutiremos las principales características estructurales y petrológicas encontradas para la zona de Galicia, a partir del análisis conjunto de los resultados obtenidos de la interpretación de las ondas P, S y convertidas, realizada para cada uno de los perfiles en los capítulos precedentes.

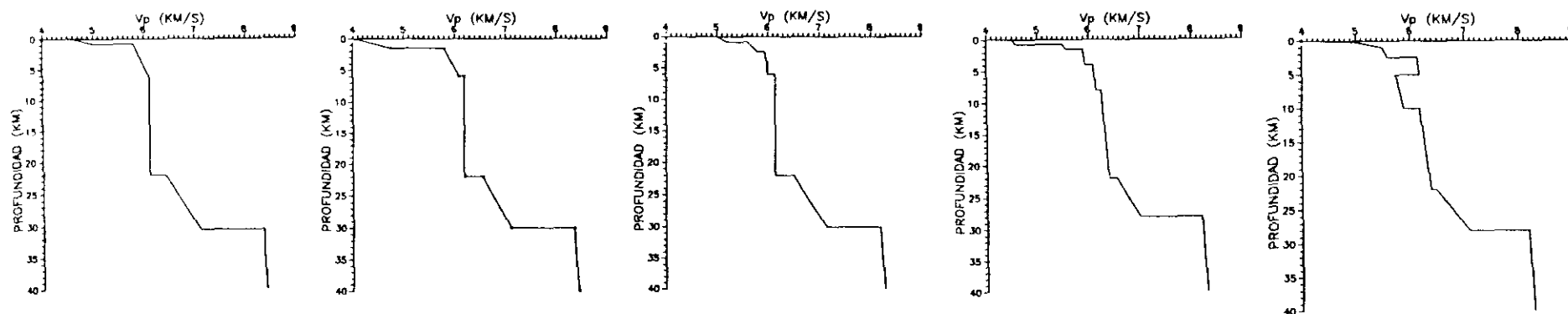
A lo largo de la discusión nos referiremos a aquellas otras zonas del Hercínico europeo en las que se dispone de una información similar a la obtenida en el curso de este trabajo.

Con el fin de integrar todos los datos de sismica de refracción del noroeste de la Península Ibérica, discutiremos brevemente de forma comparativa la información obtenida en Galicia con la que hemos obtenido de la interpretación de los perfiles próximos a esta zona: los registrados en el norte de Portugal (1982) y los correspondientes del proyecto ILIHA.

9.2 ESTRUCTURA GLOBAL DE LA CORTEZA EN GALICIA

9.2.1 Distribución de velocidades V_p y V_s

En la figura 9.1 se muestra para cada uno de los perfiles estudiados el modelo unidimensional $V_p(z)$ representativo de la estructura cortical



(a) Ribadeo-La Guardia			(b) La Guardia-Ribadeo			(c) Vivero-Viana del Bollo			(d) Finisterre-Sarria			(e) La Coruña-La Caliza		
	Z(km)	V _p (km/s)		Z(km)	V _p (km/s)		Z(km)	V _p (km/s)		Z(km)	V _p (km/s)		Z(km)	V _p (km/s)
Corteza superior	0.0	4.60		0.0	4.00		0.0	5.00		0.0	4.50		0.0	4.85
	0.8	5.000		1.5	4.75		0.9	5.20		0.8	4.58		0.9	5.50
	0.8	5.80		1.5	5.80		0.9	5.70		0.8	5.50		2.4	5.60
	6.0	6.10		6.0	6.10		2.5	5.95		1.5	5.90		2.4	6.15
Corteza media	6.0	6.10		6.0	6.20		6.0	6.15		4.0	5.95		5.0	6.20
	22.0	6.10		22.0	6.20		22.0	6.15		4.0	6.10		5.0	5.75
Corteza profunda	22.0	6.40		22.0	6.55		22.0	6.50		8.0	6.15		10.0	5.90
	30.5	7.10		30.5	7.10		30.0	7.15		8.0	6.25		10.0	6.20
Manto superior	30.5	8.35		30.5	8.35		30.0	8.20		22.0	6.40		22.0	6.40
	40.0	8.40		40.0	8.45		40.0	8.30		22.0	6.55		22.0	6.50
										28-30	7.00		28-30	7.10
										28-30	8.20		28-30	8.20
										40.0	8.30		40.0	8.30

Figura 9.1 Modelos unidimensionales $V_p(z)$ para el noroeste de la Península Ibérica, obtenidos a partir de los resultados del Capítulo 7. Las tablas muestran las distribuciones $V(z)$ representadas.

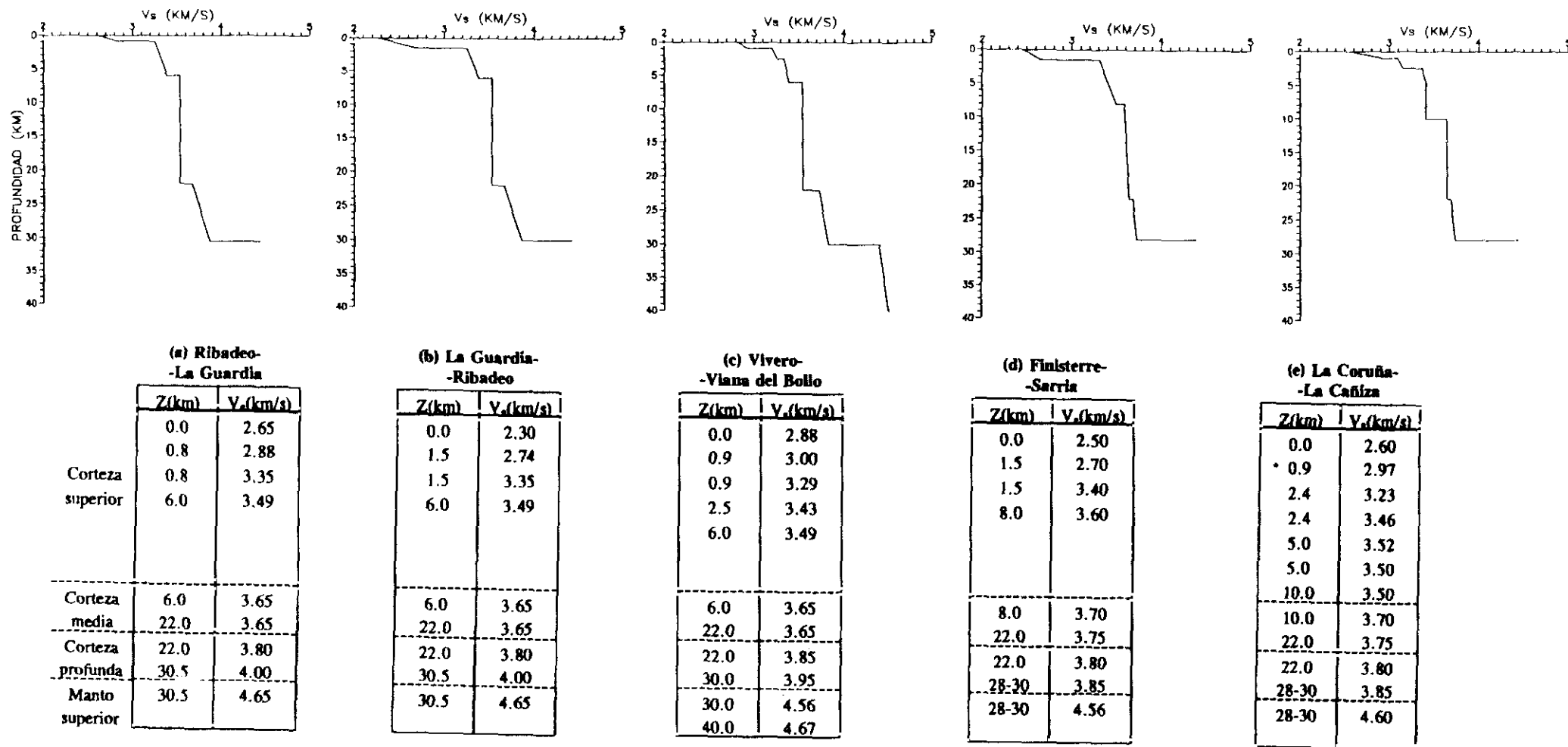


Figura 9.2 Modelos unidimensionales $V_s(z)$ para el noroeste de la Península Ibérica, obtenidos a partir de los resultados del Capítulo 7. Las tablas muestran las distribuciones $V(z)$ representadas.

encontrada a partir de la interpretación de las ondas P realizada en el Capítulo 7. Las distribuciones $V_p(z)$ representadas se recogen en las tablas de la figura 9.1.

La buena calidad de las ondas de cizalla registradas en el experimento de Galicia ha permitido obtener unos modelos, para la velocidad de las ondas S, independientes y complementarios a los de las ondas P. Estos modelos, descritos en el Capítulo 7, se recogen en la figura 9.2.

Los modelos estructurales obtenidos para cada uno de los cinco perfiles estudiados (figuras 9.1 y 9.2) muestran características similares en cuanto a la estructuración en capas y al espesor de la corteza, y diferencias en cuanto al espesor de las capas y a la distribución de las velocidades de propagación de las ondas P y S.

La corteza se estructura, según los resultados obtenidos de la interpretación de todos los perfiles, en tres zonas bien diferenciadas: superior, media e inferior.

CORTEZA SUPERIOR

Las principales diferencias estructurales aparecen en la corteza superior. La distribución velocidad-profundidad varía de un perfil a otro, indicando una falta de homogeneidad lateral en la estructura próxima a la superficie. Esto era de esperar ya que, como hemos ido viendo, los perfiles transcurren sobre zonas geológicas bien diferenciadas.

En la zona Astur Occidental-leonesa (perfiles Ribadeo-La Guardia y Vivero-Viana del Bollo) y en la zona más meridional del área estudiada (perfil La Guardia-Ribadeo), situado sobre la zona de Galicia-Tras-os-Montes, la corteza superior se extiende hasta 6 km de profundidad. En la parte noroccidental del área estudiada (perfiles Finisterre-Sarria y La Coruña-La Cañiza) la corteza superior se hace más profunda, 8 y 10 km respectivamente, y más compleja. Los valores más altos

de velocidad se han encontrado en el perfil La Coruña-La Cañiza, donde las ondas P se propagan con una velocidad de hasta 6.2 km/s a una profundidad de 5 km en la zona del Macizo de Ordenes. Una de las diferencias estructurales más importantes encontradas en la zona correspondiente al perfil La Coruña-La Cañiza es la presencia de una capa de baja velocidad para las ondas P entre 5 y 10 km de profundidad, situada bajo el Macizo de Ordenes. Esta capa de baja velocidad podría establecer un límite inferior para el Macizo de Ordenes, descartando así la posibilidad de un enraizamiento del Macizo en profundidad y favoreciendo la hipótesis de un emplazamiento alóctono.

CORTEZA MEDIA

La interpretación de todos los perfiles refleja la clara existencia de un reflector situado a 22 km de profundidad. Esta discontinuidad marca el límite inferior de la corteza media. La potencia de este reflector y la distribución de velocidades en la corteza media varía fundamentalmente entre la zona noroccidental y el resto del área estudiada. En los perfiles Finisterre-Sarria y La Coruña-La Cañiza, la velocidad en la corteza media aumenta con la profundidad, alcanzándose en la intersección de los dos perfiles, a 22 km de profundidad, una velocidad de 6.4 km/s para las ondas P y de 3.75 km/s para las ondas S. En los otros perfiles la corteza media es más lenta y su velocidad es constante para las ondas S: 3.65 km/s. La velocidad disminuye ligeramente para las ondas P desde el sudoeste, 6.2 km/s en el perfil La Guardia-Ribadeo, hasta el noreste, 6.1 km/s en el perfil Ribadeo-La Guardia.

CORTEZA INFERIOR

La corteza inferior se extiende en la parte central de Galicia entre 22 y 30 km de profundidad. En esta capa, las velocidades P y S aumentan progresivamente con la profundidad en toda la zona estudiada, con un gradiente que varía lateralmente de oeste a este, desde 0.087 s^{-1} (ondas P) y 0.025 s^{-1} (ondas S), en el perfil Ribadeo-La Guardia, hasta 0.56 s^{-1} (ondas P) y 0.006 s^{-1} (ondas S), en el perfil Finisterre Sarria.

El espesor promedio de la corteza para todo el área estudiada es de 30 km, observándose un incremento en el espesor de 28 a 30.5 km desde la costa atlántica en el noroeste hasta la parte central del área estudiada.

DISCONTINUIDAD CORTEZA-MANTO

La observación de una clara conversión P-S por reflexión en la Moho (fases PmS, SmP), en los perfiles Finisterre-Sarria y La Coruña-La Cañiza, indica que la discontinuidad corteza-manto es en Galicia, al menos localmente, una discontinuidad de primer orden o una zona de transición de menos de 400 m de espesor.

MANTO SUPERIOR

La velocidad de las ondas P en el manto superior es alta para todos los perfiles: 8.2 km/s en todas las líneas estudiadas salvo en la dirección del perfil Ribadeo-La Guardia, donde la velocidad es de 8.35 km/s. Es también en esta dirección donde la velocidad estudiada de las ondas S es más alta: 4.65 km/s.

Como podemos ver, el modelo estructural de velocidad de ondas P obtenido para Galicia difiere notablemente del modelo obtenido previamente (Córdoba, 1986) a partir de la interpretación únicamente de los tiempos de recorrido (ver Apartado 2.6 de este trabajo). La interpretación conjunta de los tiempos de recorrido y amplitudes de las señales, unida a la información obtenida del análisis espectral y de polarización de los datos, ha permitido obtener un modelo más realista para la corteza y un mejor control de los valores de velocidad. Las principales mejoras respecto del modelo previo se refieren al espesor de las capas y a la distribución de las velocidades con la profundidad.

Por otra parte, como hemos visto, el análisis e interpretación de las ondas de cizalla y convertidas aportan una información complementaria y decisiva para el conocimiento de la estructura en el noroeste de la Península Ibérica.

9.2.2 Distribución de la relación de Poisson

En la figura 9.3 se recopilan los modelos de distribución de la relación de Poisson con la profundidad en la zona de Galicia, obtenidos a partir de la combinación de los modelos $V_p(z)$ (figura 9.1) y $V_s(z)$ (figura 9.2).

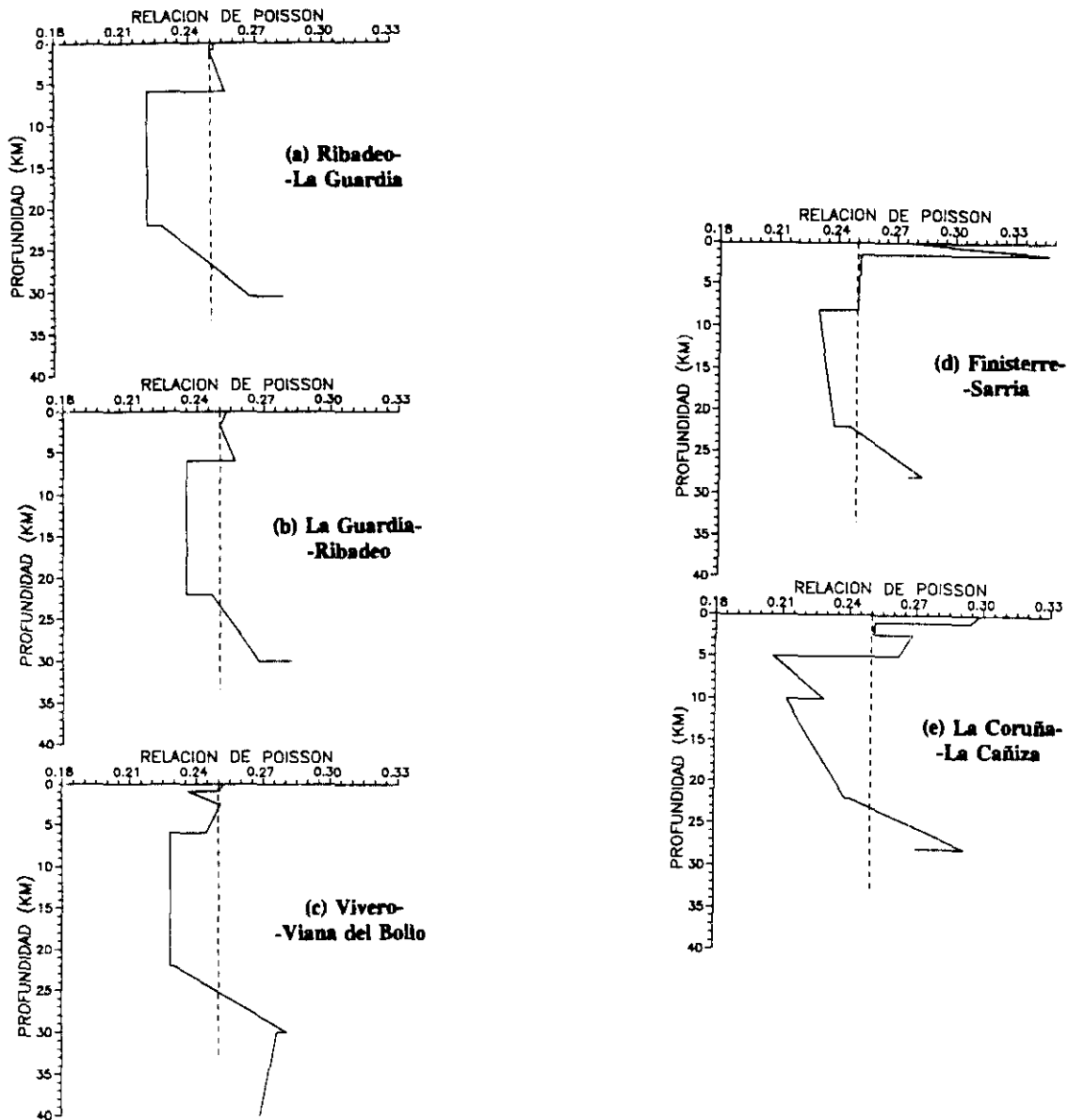


Figura 9.3 Modelos unidimensionales de la distribución de la relación de Poisson con la profundidad para el noroeste de la Península Ibérica.

Análogamente a los modelos estructurales de velocidad obtenidos, los modelos de la relación de Poisson presentan en conjunto características similares a pesar de las diferencias observadas en detalle.

En la corteza superior es donde aparecen las variaciones más fuertes en los valores σ encontrados. Cerca de la superficie los valores más altos aparecen en los perfiles Finisterre-Sarria y La Coruña-La Cañiza. En la corteza superior el resto de los perfiles presenta un valor para σ de aproximadamente 0.25. En el perfil La Coruña-La Cañiza encontramos el valor más bajo de σ obtenido para toda la zona estudiada. Este valor, $\sigma=0.20$, es consecuencia de la capa de baja velocidad encontrada para las ondas P y la ausencia de inversión en la distribución de velocidades S.

Una clara disminución en el valor de σ indica en todos los perfiles el límite inferior de la corteza superior. En la corteza media, entre 6 y 22 km de profundidad, la relación de Poisson es baja para toda la zona de Galicia: $\sigma < 0.25$. Los valores más bajos corresponden a la zona nororiental del área estudiada (perfil Ribadeo-La Guardia) y los mayores a la zona más meridional (La Guardia-Ribadeo), si bien las variaciones laterales encontradas son muy pequeñas: $0.22 < \sigma < 0.235$.

En la corteza inferior el valor de σ aumenta progresivamente con la profundidad, desde su límite superior situado a 22 km. El valor de σ es alto ($\sigma > 0.25$) para toda la corteza inferior. En la zona occidental del área estudiada, perfiles La Guardia-Ribadeo, Finisterre-Sarria, La Coruña-La Cañiza y Vivero-Viana, el valor de σ es superior a 0.25 en la corteza más profunda, a partir de, aproximadamente, 25 km de profundidad.

En el manto superior, inmediatamente debajo de la discontinuidad de Mohorovičić, el valor de σ encontrado es de 0.27.

A pesar de la posible incertidumbre en la estimación numérica del valor de σ , debemos resaltar el hecho de que las características fundamentales de los modelos de la relación de Poisson, es decir, un valor de σ bajo en la corteza media y alto en la corteza inferior, y del orden de 0.27 en el manto superior, son ineludibles a partir de las

relaciones entre las correlaciones de las fases P y S (discutidas en el Capítulo 7) y de la interpretación de las ondas convertidas.

9.3 ESTRUCTURA SUPERFICIAL

La estructura más próxima a la superficie se resuelve fundamentalmente a partir de la interpretación de las ondas P, las cuales ofrecen más información que las ondas S en cuanto a los detalles de las heterogeneidades laterales próximas a la superficie. Estas heterogeneidades laterales fueron descritas detalladamente en el Capítulo 7 donde ya discutimos su clara correlación con la estructura tectónica interpretada a partir de la geología superficial.

A continuación discutimos las principales anomalías detectadas en la corteza superior, en cuanto a la distribución de la velocidad de las ondas internas.

9.3.1 Zonas de alta velocidad

La interpretación de los perfiles Ribadeo-La Guardia y Vivero-Viana del Bollo pone de manifiesto la existencia inequívoca de una zona de alta velocidad en la corteza superior en la zona del Manto de Mondoñedo.

Como vimos en el Capítulo 7, el modelo obtenido a partir de la interpretación conjunta de los dos perfiles que se cruzan en esta zona, delimita bien la posición y extensión de la zona anómala, la cual se sitúa a unos 4 km de profundidad. Esta profundidad es sensiblemente inferior a la encontrada por Córdoba (1986), quien situaba la zona de alta velocidad a una profundidad de 8 km.

La alta velocidad de propagación de las ondas P, aproximadamente 6.55 km/s, sugiere que dicha zona corresponde a una lámina de corteza inferior. El emplazamiento de esta lámina en la corteza superior indica

un proceso de estiramiento de la corteza y un acortamiento posterior mediante cabalgamientos, el cual según Vegas y Córdoba (1988) se corresponde perfectamente con el modelo de colisión continental admitido actualmente sin reservas para explicar la formación de la cadena hercínica de la Península Ibérica.

9.3.2 Zonas de baja velocidad

En la parte noroccidental de Galicia la interpretación de las ondas P pone de manifiesto la existencia de una capa de baja velocidad situada entre 5 y 10 km de profundidad bajo el perfil La Coruña-La Cañiza. Sin embargo, la interpretación de las ondas S refleja que no existe una capa equivalente de baja velocidad para las ondas de cizalla. En consecuencia el valor de la relación de Poisson en esta zona es bajo, del orden de 0.20.

La presencia de zonas de baja velocidad en la corteza se relaciona normalmente con factores que incluyen cambios en la composición, altas temperaturas y fases fluidas a alta presión intersticial.

Si consideramos simultáneamente las velocidades encontradas P y S, debemos descartar una temperatura elevada o una alta presión intersticial como explicaciones posibles para la capa de baja velocidad, puesto que estos factores no sólo causarían una disminución en la velocidad de las ondas P, sino que también reducirían la velocidad de las ondas S (Spencer y Nur, 1976; Christensen, 1984) y, por tanto, no se produciría la disminución observada en el valor de la relación de Poisson.

De los resultados obtenidos por Spencer y Nur (1976) en sus experimentos sobre la determinación de las velocidades de las rocas en laboratorio, podemos considerar como una posible explicación para la zona de baja velocidad encontrada en el noroeste de Galicia, la presencia de fluidos a bajas presiones intersticiales. Esto produciría una fuerte disminución en V_p y sólo un ligero descenso en V_s , dando lugar a un valor bajo de la relación de Poisson, como ocurre en nuestro modelo.

Por otra parte debemos indicar que las fuertes amplitudes de las ondas de cizalla observadas en la componente transversal de nuestros datos y la observación de una clara fase P_g , fase puramente compresional, en la componente transversal de los registros, indican una considerable complejidad tridimensional cerca de la superficie.

La superposición de una propagación bidimensional de las ondas en el plano vertical probablemente no es válida. En realidad, deberíamos suponer unas complicadas trayectorias tridimensionales para los rayos en la corteza superficial, las cuales no pueden ser resueltas con los datos y técnicas de interpretación disponibles.

9.4 NATURALEZA DE LA CORTEZA INFERIOR

Como vimos en los Capítulos 3 y 7 la existencia de unos trenes de onda reverberantes de alta frecuencia (fase P_2P) precediendo a las llegadas de la reflexión en la Moho (fase P_mP), indica una laminación en la corteza inferior. La diferente claridad de la fase P_2P precursora de la fase P_mP y las variaciones laterales en las relaciones de amplitud entre las fases P_2P y P_mP , indican un cambio lateral de las propiedades elásticas de la corteza inferior en la zona estudiada.

El gradiente de velocidad con el que hemos modelado la corteza inferior representa, por tanto, un promedio de la distribución velocidad-profundidad, pero, como ya comentamos, el bajo contenido espectral de los datos no permite resolver con más detalle de forma realista la estructura de la corteza inferior.

Por otra parte en los ensamblajes de ondas S no se detectan las reverberaciones de la corteza inferior visibles en los datos de las ondas P. Una posible explicación puede atribuirse a las longitudes de onda de las ondas S, mayores en relación a las de las ondas P. Sin embargo, esta respuesta diferente de las ondas P y S a la corteza inferior se ha observado también en otros experimentos de sismica de refracción en los

que el contenido espectral de las ondas P y S es virtualmente idéntico (Holbrook et al., 1988). Por tanto, a pesar de que las frecuencias más bajas de las ondas S puedan contribuir a este fenómeno observado, es posible que la respuesta diferente de las ondas P y S se deba a una diferencia real entre las distribuciones de velocidad de las ondas P y S en la corteza inferior.

El modelo más simple para explicar estas observaciones es el de una corteza inferior constituida por láminas cuyas velocidades P varían alternativamente entre valores altos y bajos, y cuyas velocidades S aumentan gradualmente con la profundidad sin fuertes oscilaciones.

Esta estructura daría lugar a una distribución de valores alternantes altos y bajos para la relación de Poisson. Las capas con valores altos σ corresponderían a las láminas de alta velocidad P y a la inversa.

Basándose en la ausencia de laminación de las ondas S, Holbrook et al. (1988) descartan como posible explicación para la laminación de la corteza inferior la fusión parcial propuesta por Meissner (1967, 1973) y por Hale y Thompson (1982) y la presencia de fluidos a altas presiones intersticiales (Klemperer, 1987), puesto que ambas propuestas producirían relaciones de Poisson elevadas en las láminas de baja velocidad P (Christensen, 1984).

9.5 INTERPRETACION PETROLOGICA

El conocimiento detallado de las distribuciones de velocidad de las ondas P y S y de la relación de Poisson calculada a partir de ellas permite, como ya dijimos al principio de este trabajo, modelar la composición petrológica de la corteza, lo cual era uno de los objetivos fundamentales de este trabajo.

Para ello debemos comparar nuestros valores de V_p y V_s calculados a

partir de la interpretación sísmica de nuestros datos con los resultados de las investigaciones de rocas y minerales realizadas en laboratorio bajo determinadas condiciones de presión y temperatura. Existen varios métodos para determinar las propiedades elásticas de las rocas y de los minerales en el laboratorio, pero hoy en día las velocidades de las ondas sísmicas en muestras de roca se miden casi exclusivamente con la técnica de transmisión de pulsos ultrasónicos (Birch, 1960, 1961; Christensen, 1965, 1966; Kern, 1978; Stesky, 1985). Estos métodos son fácilmente adaptables a medidas a alta presión y temperatura.

La bibliografía existente sobre velocidades de ondas medidas en laboratorio, especialmente a presiones elevadas, es extensísima. Para establecer nuestro modelo petrológico nos hemos basado fundamentalmente en las tablas y en las publicaciones recogidas en la recopilación de Landolt-Börnstein (1982). Los datos manejados comprenden más de 30 tipos de rocas representativas de la corteza y del manto superior, abarcando en su composición desde rocas silíceas a ultramáficas.

En general una velocidad alta de las ondas P y S significa una mayor proporción de olivino, piroxeno y anfíboles. Una proporción elevada de cuarzo está asociada a una disminución de velocidad de las ondas P, sin una disminución simultánea de las ondas S, lo que se traduce en una significativa disminución del número de Poisson. Un contenido alto en feldespatos produce una reducción de la velocidad de las ondas S que lleva a un aumento del valor de la relación de Poisson (Kern, 1982).

Por otra parte, las medidas en laboratorio muestran una clara correlación entre los valores de la relación de Poisson, σ , y la composición química de las rocas: σ aumenta con el aumento de la basicidad de las rocas (Kern, 1982; Tarkov y Vavakin, 1982).

Globalmente las distribuciones de velocidades P y S de la corteza superior y media corresponden a rocas tales como granitos y neises. Para explicar los bajos valores de la relación de Poisson encontrados en la corteza media (0.22-0.23), es necesario considerar en esta zona un alto contenido en cuarzo, ya que este mineral tiene una relación de Poisson

muy baja (Birch, 1961). En general las rocas de la corteza media tendrán una composición química ácida rica en SiO_2 .

La zona de baja velocidad, entre 5 y 10 km de profundidad, encontrada para las ondas P en el perfil La Coruña-La Cañiza presenta una relación de Poisson muy baja ($\sigma \approx 0.20$) que puede ser modelada por cuarcitas, aunque, como hemos visto en el apartado 9.3.2, la presión, la temperatura y la presencia de fluidos pueden también contribuir a la existencia de esta capa de baja velocidad para las ondas P.

El mejor ajuste de los valores de velocidad de las ondas P (6,50-7.10 km/s) y S (3.80-4.00 km/s) encontrados en la corteza inferior se consigue con granulitas de composición variada, como por ejemplo: granulitas cuarzofeldespáticas (6.5 km/s) o granulitas intermedias (6.6-7.0 km/s). Las variaciones laterales de la relación de Poisson de la corteza inferior pueden ser explicadas por cambios laterales en el contenido en cuarzo.

El aumento de la relación de Poisson con la profundidad en la corteza inferior indica que en la parte superior la corteza inferior es más ácida y que la presencia de minerales básicos va aumentando con la profundidad.

Los altos valores de la relación de Poisson encontrados en la base de la corteza (0.28-0.29) no pueden ser explicados simplemente como el resultado del aumento de la presión y la temperatura en la corteza inferior. Un aumento en la presión de 1 kb a lo largo de 4 km de profundidad produciría un aumento en la relación de Poisson de aproximadamente 0.005 (Simmons, 1964; Christensen, 1965, 1966). Un aumento de la temperatura de 40°C , lo que representa un aumento un aumento en la profundidad de 4 km, produciría una disminución de la relación de Poisson de aproximadamente 0.001 (Birch, 1969). Por tanto, el efecto resultante del aumento de la presión y la temperatura produciría en las rocas de la corteza un aumento en la relación de Poisson de aproximadamente 0.001 km^{-1} (El-Isa et al., 1987). Para la corteza inferior de Galicia podríamos por tanto esperar un incremento en el valor

de la relación de Poisson de 0.008 en el rango de profundidad entre 22 y 30 km, y, por tanto, el valor de σ en la base de la corteza debería ser del orden de 0.23-0.25, es decir, muy inferior al obtenido en nuestros cálculos. Una posible explicación para estos valores altos de la relación de Poisson es un alto contenido en feldespatos y un bajo contenido en cuarzo en las rocas de la corteza inferior (Kern, 1982).

El fuerte aumento de la velocidad en la discontinuidad corteza-manto parece indicar que esta zona constituye también una discontinuidad química. Ringwood (1975) interpreta la discontinuidad corteza-manto como una frontera química entre las rocas básicas de la corteza inferior y las rocas ultrabásicas del manto superior.

Al comparar las velocidades V_p y V_s encontradas en el manto superior en la zona de Galicia con las obtenidas en laboratorio, deducimos que uno de los componentes dominantes en el manto superior puede ser la eclogita, sobre todo si tenemos en cuenta el valor de la relación de Poisson para este material ($\sigma=0.27$). Otros posibles componentes en cuanto al ajuste de los valores de las velocidades P y S pueden ser el olivino y el piroxeno, pero una proporción alta de éstos produciría una disminución en el valor de la relación de Poisson (olivino: $\sigma=0.24$) que entraría en contradicción con el valor de $\sigma=0.27$ estimado a partir de la interpretación de las ondas convertidas.

Con este modelo petrológico no se pretende, ni se puede por la escasez de datos geofísicos de la zona, determinar inequívocamente la composición de la corteza en Galicia, pero permite explicar alguna de sus características petrológicas más significativas.

9.6 ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN ZONAS ADYACENTES A GALICIA

Simultáneamente al experimento de refracción sísmica realizado en Galicia en 1982, al que pertenecen los datos analizados e interpretados en este trabajo, se realizó otro experimento en el norte de Portugal

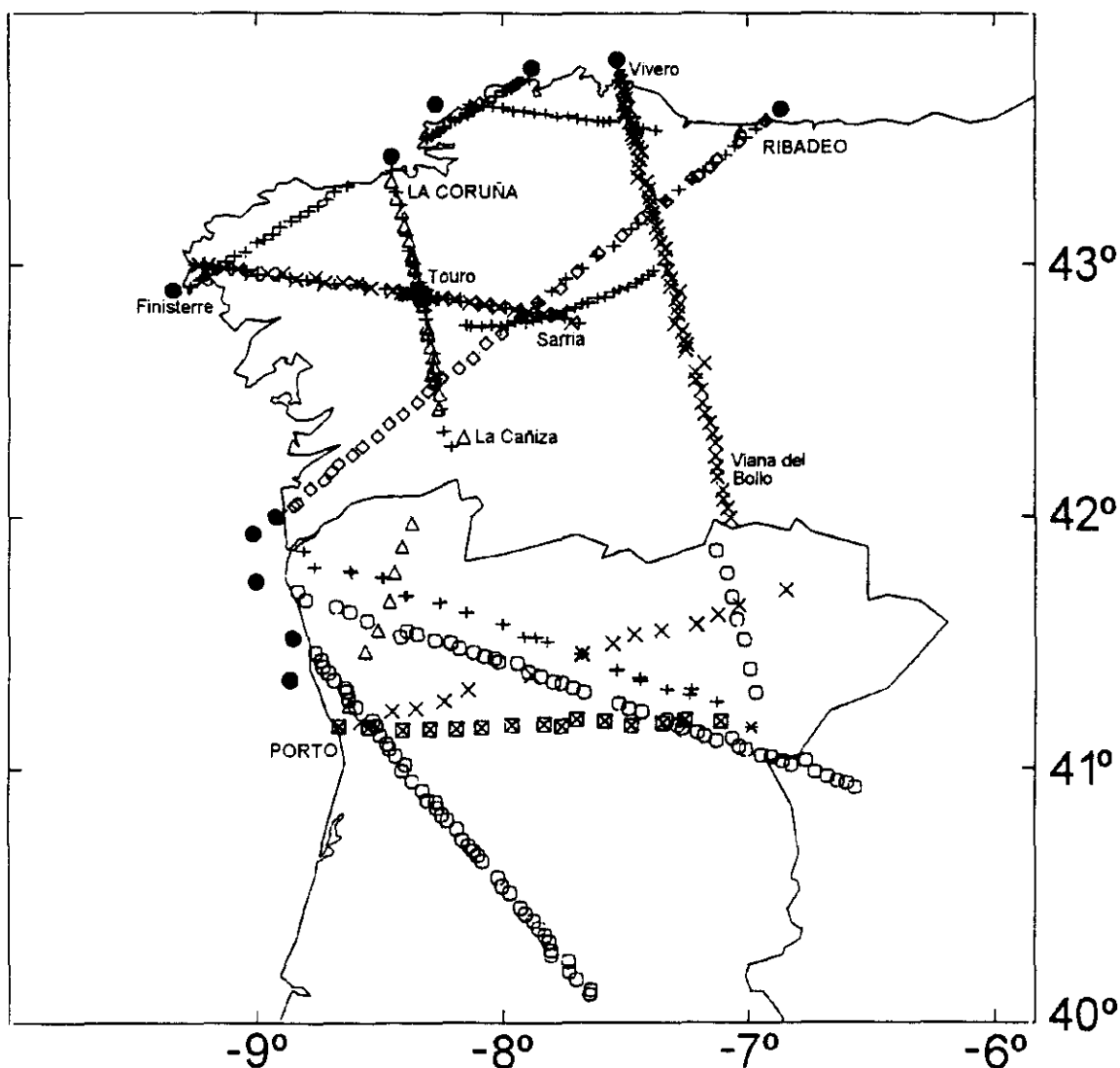


Figura 9.4 Localización de los puntos de tiro y de las estaciones de registro de todos los perfiles registrados en el noroeste de la Península Ibérica, correspondientes a los experimentos de Galicia y norte de Portugal (1982) y al experimento ILIHA (1989).

(Victor-Mendes et al., 1988).

Con el objetivo de encontrar un modelo regional para toda la zona noroeste de la Península Ibérica, se ha realizado una interpretación conjunta de los datos de ambos experimentos (Téllez et al., 1993). El

objetivo básico era comparar la estructura cortical en la zona de Galicia-Tras-os-Montes, sobre la que fundamentalmente transcurren los perfiles registrados en la zona española, con la zona Centro-Ibérica, atravesada en su parte septentrional por los perfiles registrados en territorio portugués (figura 2.4).

Las principales diferencias en las distribuciones velocidad-profundidad de las ondas P calculadas para ambas zonas se refieren a la corteza media e inferior, correspondiendo los valores más bajos a la parte sur, en Portugal, fuera de la zona de Galicia-Tras-os-Montes: 6.0-6.2 km/s para la corteza media entre 7 y 19 km de profundidad; aproximadamente 6.8 km/s la velocidad encontrada para la corteza inferior. La estructuración de la corteza en ambas zonas es similar en cuanto al número de capas y al espesor de la corteza (para más detalles, ver Téllez et al., 1993).

Por otra parte, con el fin de obtener una imagen acimutal de la corteza hercínica en el noroeste de la Península Ibérica, se ha realizado una interpretación conjunta de los dos perfiles del experimento ILIHA (1989) que dan información de esta zona y de los perfiles de Galicia.

Los tiros B del experimento ILIHA fueron realizados en una posición muy próxima a la del tiro A del perfil La Guardia-Ribadeo del experimento de Galicia (figura 9.5). El perfil correspondiente al tiro B1 cruza la zona de Galicia-Tras-os-Montes y la zona Centro-Ibérica. El perfil correspondiente al tiro B2 transcurre completamente a través de la zona Centro-Ibérica siguiendo una dirección noroeste-sudeste (figura 9.4).

En la figura 9.5 podemos ver la distribución velocidad-profundidad de las ondas P del perfil La Guardia-Ribadeo junto con las obtenidas a partir de la interpretación de los perfiles B1 y B2 del proyecto ILIHA (Téllez et al., 1993).

Como podemos ver, las principales diferencias en la estructura de la corteza superior aparecen en el modelo correspondiente a la línea B2, en el que podemos observar una fuerte inversión de la velocidad entre 5 y 10

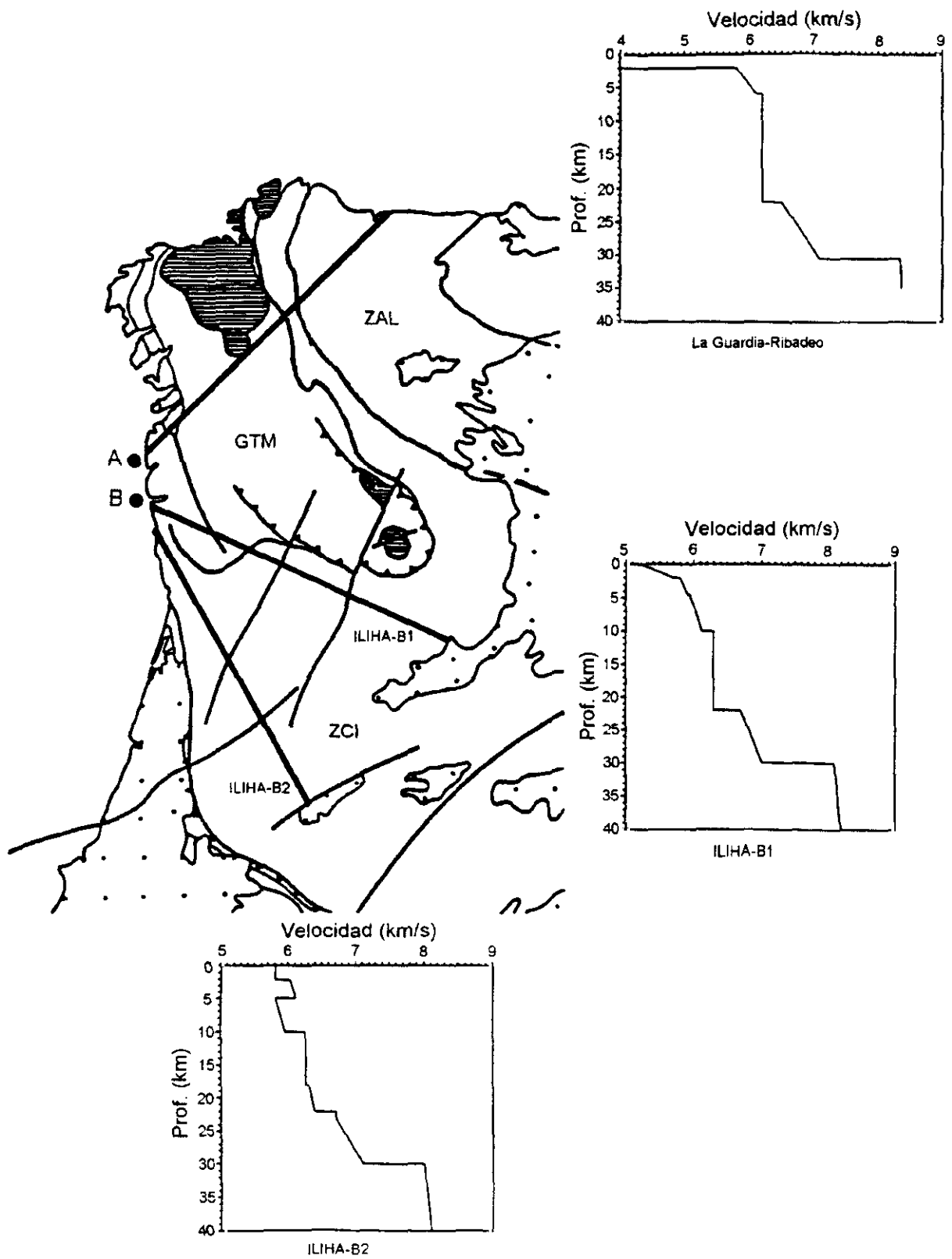


Figura 9.5 Variación acimutal de la estructura cortical en le noroeste de la Península Ibérica.

km de profundidad. La base de la corteza media aparece bien definida, al igual que en todos los perfiles de Galicia, a una profundidad de 22 km. La corteza inferior se caracteriza también en estos perfiles por un aumento de la velocidad con la profundidad, desde 6.70 km/s hasta 7.05 km/s a una profundidad de 30 km, donde se encuentra la discontinuidad corteza-manto.

Los tres perfiles representados en la figura 9.5 presentan diferencias en cuanto a la velocidad de las ondas P en el manto superior. La velocidad es 8.35 km/s en el perfil La Guardia-Ribadeo, 8.20 km/s en el perfil B1 y 8.10 km/s en el perfil B2.

Esta dependencia acimutal de las velocidades de propagación de las ondas P puede ser debida a variaciones laterales en la distribución velocidad-profundidad o puede estar relacionada con la existencia de una anisotropía en el manto superior.

Sólo un estudio más detallado y completo, incluyendo la interpretación conjunta de las ondas P y S, de todos los datos disponibles en las zonas adyacentes a Galicia permitirá conocer la litosfera hercínica de la Península Ibérica y analizarla realísticamente en términos litológicos y tectónicos.

CAPITULO 10

CONCLUSIONES

La realización de este trabajo ha permitido obtener las siguientes conclusiones:

Análisis espectral

1. Las frecuencias principales de las ondas S (f_s) son ligeramente inferiores a las de las ondas P (f_p). La relación f_s/f_p es del orden de 0.8.

2. Los espectros de las ondas P presentan, en frecuencias más altas que las del máximo principal, uno o dos picos de amplitud considerable.

3. Las ondas de cizalla muestran aproximadamente el mismo comportamiento espectral para todos los perfiles analizados: un contenido espectral significativo para frecuencias siempre menores de 15 Hz.

4. Un filtro paso-banda (1-15) Hz permite eliminar la contribución en altas frecuencias de las ondas P; mejora la calidad de los ensamblajes de las ondas de cizalla; permite, respecto de los ensamblajes sin tratar, una mejor separación e identificación de los grupos de onda, y hace posible establecer una correlación más segura de las llegadas.

5. La observación de llegadas (PmP) de baja frecuencia, precedidas en el mismo sismograma por precursores de alta frecuencia, indica la existencia de una corteza inferior laminada.

Análisis y filtros de polarización

1. Para una corteza promedio de tipo Hercínico, isótropa, laminada, de capas planas homogéneas:

- Todas las ondas P están polarizadas linealmente.
- Las llegadas de ondas S, en general, inciden en la superficie con ángulos mayores que el crítico, presentando por tanto una polarización elíptica, excepto las fases reflejadas en profundidad y registradas a distancias cortas, las cuales presentan una polarización lineal perpendicular a la de las ondas P.
- Todas las ondas convertidas PS presentan una polarización lineal perpendicular a la de las ondas P.
- El ángulo de incidencia crítico en superficie para una onda S disminuye cuando la relación de Poisson en la capa superior de la corteza aumenta.

2. Una transformación de los sismogramas, desde el sistema de coordenadas propio de la estación de registro al sistema de coordenadas intrínseco de los diferentes grupos de ondas, permite separar e identificar las ondas con diferentes parámetros de polarización y, por tanto, separar las llegadas P, S y convertidas.

3. El producto de las componentes vertical y radial de los sismogramas es un potente filtro de polarización que permite detectar el carácter P o S de una llegada: el producto será siempre positivo para ondas P y negativo para ondas S subcríticas.

4. El producto de componentes resalta las señales que son coherentes en los dos ejes, facilitando enormemente la identificación y correlación de las llegadas.

Análisis e interpretación de amplitudes

1. Las principales fuentes de error en la determinación de las amplitudes de las ondas: dependencia angular de la radiación, efectos de

la superficie libre, etc., pueden reducirse si se utilizan en la interpretación las tres componentes de los sismogramas.

2. La distribución por componentes de las amplitudes de las ondas S depende del ángulo con que dichas ondas incidan en superficie.

3. Cuando la relación de Poisson es constante con la profundidad y la corteza lateralmente homogénea, el ángulo de incidencia de una fase P determinada es el mismo que el de la correspondiente fase S a esa misma distancia, siendo además el ángulo de incidencia independiente del valor de la relación de Poisson.

Estructura de la corteza en el noroeste de la Península Ibérica

1. La corteza se divide en tres zonas bien diferenciadas: superior, media e inferior.

2. La corteza superior presenta una gran complejidad tridimensional.

3. En la zona del Manto de Mondoñedo existe una lámina de alta velocidad situada a 4 kilómetros de profundidad.

4. No hay evidencia de una zona de baja velocidad para las ondas de cizalla, en la corteza superior, en las zonas donde existe una fuerte inversión en la velocidad de las ondas P.

5. La laminación de la corteza inferior para las ondas P no es observable en las ondas S.

6. El espesor promedio de la corteza es de 30 kilómetros.

7. La frontera corteza-manto es una discontinuidad de primer orden o una zona de transición de menos de 400 m de espesor.

8. Existe una variación acimutal de las ondas P en el manto superior indicativa de anisotropía.

9. La relación de Poisson es baja en la corteza media ($\sigma < 0.25$) y alta ($\sigma > 0.25$) en la corteza inferior.

10. La corteza superior y la corteza media están compuestas fundamentalmente por granitos y neises.

11. La corteza superior contiene, localmente, fluidos a bajas presiones intersticiales.

12. La corteza media presenta un alto contenido en cuarzo.

13. La corteza inferior presenta una composición granulítica con variaciones laterales en el contenido en cuarzo.

Este trabajo pone de manifiesto que, para obtener, en un estudio de refracción sísmica, un modelo preciso y realista de la corteza terrestre, es necesario considerar toda la información contenida en los datos: contenido espectral, naturaleza y parámetros de la polarización y amplitud de las señales y demuestra también que, una interpretación conjunta de las ondas compresionales, de cizalla y convertidas es necesaria para conocer la estructura, litología y propiedades físicas de la corteza.

BIBLIOGRAFIA

AICHROTH, B., PRODEHL, C. y THYBO, H., (1992).

Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic refraction studies.

Tectonophysics, 207, 43-64.

AKI, K. y RICHARDS, P.G., (1980).

Quantitative seismology. Theory and methods.

W. H. Freeman and Company. San Francisco.

ALEKSEEV, A.S., EGORKIN, A.V. y PAVLENKOVA, N.I., (1988).

Shear waves in lithosphere studies on the territory of the U.S.S.R.

Tectonophysics, 154, 227-239.

ALLER, J., (1986).

Una hipótesis sobre la estructura geológica profunda causante de la anomalía magnética regional de una parte del área del Manto de Mondoñedo.

Brev. Geol. Ast., 28, 4-12.

ANDERSON, D.L. y HART, R.S., (1978).

Q of the Earth.

J. Geophys. Res., 83, 5869-5882.

ANSORGE, J., PRODEHL, C. y BAMFORD, D., (1982).

Comparative interpretation of explosion seismic data.

J. Geophys., 51, 69-84.

ANTHONIOZ, P.M., (1970).

Etude des complexes polymétamorphiques de Morais et Bragança (NE du Portugal).

Sci. de la Terre, 15, 145-166.

ANTHONIOZ, P.M. y FERRAGNE, A., (1978).

Le Précambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne?

En: M. Julivert et al. Eds.: Geología de la Parte Norte del Macizo Iérico, Ediciones del Castro, La Coruña: 23-42.

ARCHAMBEAU, C.B. y FLINN, E.A., (1965).

Automated analysis of seismic radiation for source characteristics
Proc. I.E.E.E., Vol.53, No.12, pp.1876-1884.

ARDIZONE, J.A., MEZCUA, J y SOCIAS, I., (1989).

Mapa aeromagnético de la España Peninsular, 29 pp.

Instituto Geográfico Nacional (MOPU), Madrid.

ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J.I., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E.,
MARTINEZ CATALAN, J.R., ORTEGA GIRONES, E., PABLO MACIA, J.G. de y
PEINADO, M., (1986).

Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related
rocks of the NW of the Iberian Massif.

Hercynica, 2: 87-110.

ASSUMPÇÃO, M. y BAMFORD, D., (1978).

LISPB-V. Studies of crustal shear waves.

Geophys. J. R. astr. Soc., 54, 61-73.

BANDA, E., (1988).

Estructura cortical del Macizo Hespérico: La aportación geofísica.

En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, 223-231. F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M.D. Rodríguez Alonso, eds., Editorial Rueda, Madrid.

BANDA, E., DEICHMANN, N. y ANSORGE, J., (1982).

Amplitude study of the P_g phase.

J. Geophys., 51, 153-164.

BANDA, E., SURINACH, E., APARICIO, A., SIERRA, J. y RUIZ de la PARTE, E., (1981).

Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain).

Geophys. J. R. astr. Soc., 67, 779-789.

BARTON, P. J., (1992).

LISPB revisited: a new look under the Caledonides of northern Britain.

Geophys. J. Int., 110, 371-391.

BASHAM, P.W. y ELLIS, R.M., (1969).

The composition of P codas using magnetic tape seismograms.

Bull. Seism. Soc. Am., Vol.59, No.2, pp.473-486.

BÄTH, M., (1968).

Mathematical aspects of Seismology.

Elsevier, 415pp.

BÄTH, M., (1974).

Spectral analysis in Geophysics.

Elsevier Scientific Publishing Company, 563pp.

BAYER, R. y MATTE, Ph., (1979).

Is the mafic/ultramafic massif of Cabo-Ortegá (Northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction?. A new gravity interpretation.

Tectonophysics, 57: T9-T18.

BERCKHEMER, H., (1976).

Standard equipment for deep-seismic sounding.

En: Explosion Seismology in Central Europe. Data and results. pp. 115-118. P. Giese, C. Prodehl y A. Stein, eds. Heidelberg, Springer-Verlag.

BIRCH, F., (1960).

The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 1.
J. Geophys. Res., 65, 1083-1102.

BIRCH, F., (1961).

The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2.
J. Geophys. Res., 66, 2199-2224.

BIRCH, F., (1969).

Density and composition of the upper mantle: first approximation as an olivine layer.

En: The Earth's crust and upper mantle, Monogr. Am. geophys. Un., ed. P.J. Hart, 13, 18-36.

BOOTH, D.C. y CRAMPIN, S., (1985).

Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface.

Geophys. J. R. astr. Soc., 83, 31-45.

BRAILE, L.W. y SMITH, B., (1975).

Guide to the interpretation of crustal refraction profiles.

Geophys. J. R. astr. Soc., 40, 145-176.

BRAILE, L.W., SMITH, R.B., KELLER, G.R., WELCH, R.M. y MEYER, R.P., (1974).

Crustal structure across the Wasatch Front from detailed seismic refraction studies.

J. Geophys. Res., 79, 2669-2677.

BRIGHAM, E.O., (1974).

The Fast Fourier Transform.

Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

BROOKS, S.G., (1985).

Seismic velocities from crustal sections in northern Scandinavia.

Ph. D. Thesis, Univ. of East Anglia, England.

BROOKS, S.G., CHROSTON, P.N. y BOOTH, D.C., (1987).

Extensive-Dilatancy Anisotropy (EDA) inferred from observations of crustal shear waves generated by a refraction experiment in Northern Scandinavia.

Geophys. J. R. astr. Soc., 90, 225-232.

CAETANO, H., (1983).

Structure crustale de la zona Sud Portugaise et de la zona Ossa-Morena d'après les études de sismologie experimentale.

Tesis 3^{er} ciclo, Universidad de Paris VI, 144 pp.

CASTAÑO, S., CARBO, A. y MARTINEZ CATALAN, J.R., (1981).

Investigación de la posición estructural del complejo de Cabo Ortegal en base a datos gravimétricos y magnetométricos.

Cuadernos de Geología Ibérica, vol. 7, pp. 471-487.

ČERVENÝ, V., (1979).

Ray theoretical seismograms for laterally inhomogeneous structures.

J. Geophys., 46, 335-342.

ČERVENÝ, V., (1985).

The application of ray tracing to the numerical modelling of seismic wavefield in complex structures.

En: G. Dohr (Editor), Seismic shear waves. Geophysical Press, London, pp. 1-124.

ČERVENÝ, V. y ZAHRAVNÍK, J., (1972).

Amplitude-distance curves of seismic body waves in the neighbourhood of critical points and caustics. A comparison.

Z. Geophys., 38, 499-516.

ČERVENÝ, V., LANGER, J. y PŠENČIK, I., (1974).

Computation of geometrical spreading of seismic body waves in laterally inhomogeneous media with curved interfaces.

Geophys. J. R. astr. Soc., 38, 9-19.

ČERVENÝ, V., MOLOTKOV, I.A. y PŠENČIK, I., (1977).

Ray Method in Seismology.

Univ. Karlova, Praga, 214pp.

ČERVENÝ, V. y PŠENČIK, I., (1984).

SEIS 83-Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method.

En: E. R. Engdahl (Editor), Documentation of Earthquake Algorithms. World Data Center for Solid Earth Geophysics, Boulder, Rep. SE-35, pp. 36-40.

CHAPMAN, C.H., (1978).

A new method for computing synthetic seismograms.

Geophys. J. R. astr. Soc., 54, 481-518.

CHRISTENSEN, N.I., (1965).

Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 Kb.

J. Geophys. Res., 70, 6147-6164.

CHRISTENSEN, N.I., (1966).

Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 Kb.

J. Geophys. Res., 71, 3549-3556.

CHRISTENSEN, N.I., (1984).

Pore pressure and oceanic crustal seismic structure.

Geophys. J. R. astr. Soc., 79, 411-423.

CHRISTENSEN, N.I. y FOUNTAIN, D.M., (1975).

Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite.

Geol. Soc. Am. Bull., 86, 227-236.

COMBA, J.A. (Coord.), (1983).

Libro Jubilar J.M. Rios: Geología de España I, Inst. Geol. y Min. de España, 656 pp.

CORDOBA, D., (1986).

Estudio de la litosfera en el noroeste de la Península Ibérica.
Desarrollo de un sistema de digitalización y procesado de señales
sísmicas.

Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 292pp.

CORDOBA, D., BANDA, E. y ANSORGE, J., (1987).

The Hercynian crust in northwestern Spain: a seismic survey.

Tectonophysics, 132, 321-333.

CORDOBA, D. y BANDA, E., (1988).

Estructura de los Macizos de Cabo Ortegal y Ordenes a partir de
datos sísmicos.

En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo
Hespérico, 427-437. F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López
Plaza y M. D. Rodríguez Alonso, eds., Editorial Rueda, Madrid.

CORDOBA, D. y BANDA, E., (1988).

Evidencia de una estructura profunda bajo el Manto de Mondoñedo (NO
de España).

Com. II Congr. Geol. de España, Granada, 2, 211-214.

COOLEY, J.W. Y TUKEY, J.W., (1965).

An algorithm for machine calculation of complex Fourier series.

Mathematics of Computation, Vol. 19, pp. 297-301.

CRAMPIN, S., (1985).

Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting.

Geophysics, Vol.50, No.1, pp.142-152.

CRAMPIN, S. y BOOTH, D.C., (1985).

Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault-II.

Interpretation in terms of crack-induced anisotropy.

Geophys. J. R. astr. Soc., 83, 75-92.

DALLMEYER, R.D. y GIL IBARGUCHI, J.I., (1990).

Age of amphibolite metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif.

Jour. Geol. Soc. London, 147: 873-878.

DALLMEYER, R.D. y MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.), (1990).

Pre-Mesozoic Geology of Iberia.

Springer-Verlag, 416 pp.

DALLMEYER, R.D., RIBEIRO, A. y MARQUES, F., (1991).

Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages.

Lithos., 27: 133-144.

DAVYDOVA, N.I., KOSMINSKAYA, I.P., KAPUSTIAN, N.K. y MICHOTA, G.G., (1972)

Models of the Earth's crust and M-boundary.

Z. Geophys., 38, 369-393.

DEICHMANN, N., (1984).

Combined travel-time and amplitude interpretation of two seismic refraction studies in Europe.

Ph. D. Thesis, Swiss Fed. Inst. of Technol., Zurich.

DEICHMANN, N. y ANSORGE, J., (1983).

Evidence for lamination in the lower continental crust beneath the Black Forest (Southwestern Germany).

J. Geophys., 52, 109-118.

DEN TEX, E., (1966).

Apperçu pétrologique et structural de la Galicie cristalline.

Leidse Geol. Med., 36, 211-222.

DOUMA, J. y HELBIG, K., (1987).

What can the polarisation of shear waves tell us?

EL-ISA, Z., MECHIE, J. y PRODEHL, C., (1987).

Shear velocity structure of Jordan from explosion seismic data.

Geophys. J. R. astr. Soc., 90, 265-281.

ERGIN, K., (1952).

Energie ratio of the seismic waves reflected and refracted at a rock-water boundary.

Bull. Seism. Soc. Am., 42, 349-371.

EVANS, R., (1984).

Effects of the free surface on shear wavetrains.

Geophys. J. R. astr. Soc., 76, 165-172.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R., PABLO MACIA, J.G. de y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R., (1985).

Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central.

IX Reunión de Geología del Oeste Peninsular: Porto, pp. 411-431.

FERTIG, J., (1984).

Shear waves by an explosive point-source: the earth surface as a generator of converted P-S waves.

Geophysical Prospecting, 32, 1-17.

FERTIG, J. y MÜLLER, G., (1978).

Computations of synthetic seismograms for coal seams with the reflectivity method.

Geophys. Prosp., 26, 868-883.

FLINN, E.A., (1965).

Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion.

Proc. I.E.E.E., Vol.53, No.12, pp.1874-1876.

FRANSSENS, G.R., (1983).

Calculation of the elasto-dynamic Green's function in layered media by means of a modified propagator matrix method.

Geophys. J. R. astr. Soc., 75, 669-691.

FRYER, G.J., (1980).

A slowness approach to the 'reflectivity method of seismogram synthesis.

Geophys. J. R. astr. Soc., 63, 747-758.

FUCHS, K., (1968).

The reflection of spherical waves from transition zones with arbitrary depth-dependent elastic moduli and density.

J. Phys. Earth, 16, 27-41.

FUCHS, K., (1970).

On the determination of velocity depth distributions of elastic waves from the dynamic characteristics of the reflected wave field.

Z. Geophys., 36, 531-548.

FUCHS, K., (1975).

Synthetic seismograms of PS-reflections from transition zones computed with the reflectivity method.

J. Geophys., 41, 445-462.

FUCHS, K., (1980).

Workshop on calculation of synthetic seismograms by the reflectivity method. Canberra.

FUCHS, K. y MÜLLER, G., (1971).

Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations.

Geophys. J. R. astr. Soc., 23, 417-433.

FUCHS, K. y SCHULZ, K., (1976).

Tunneling of low-frequency waves through the subcrustal lithosphere.

J. Geophys., 42, 175-190.

GAJEWSKI, D., (1981).

Scher-und Wechselwellen zur Interpretation tiefenseismischer Messungen im Kalahari-kraton, Namibia.

Diplomarbeit T.U. Clausthal, 120 pp.

GAJEWSKI, D., (1989).

Two-dimensional modelling with SEIS 85, Manual.

Publicación interna del Geophysical Institute, Univ. Karlsruhe.

GAJEWSKI, D., (1989b).

Compressional and shear-wave velocity models of the Schwarzwald derived from seismic refraction data.

En: R. Emmermann y J. Wohlenberg (Eds.), The Continental Deep Drilling Program (KTB). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 363-383.

GAJEWSKI, D. y PRODEHL, C., (1987).

Seismic refraction investigation of the Black Forest.

En: R. Freeman y St. Mueller (Editores), The European Geotraverse, Part 3. Tectonophysics, 142, 27-48.

GAL'PERIN, E.I., (1984).

The Polarization Method of Seismic Exploration.

Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.

GERALD, C.F. Y WHEATLEY, P.O., (1989).

Applied numerical analysis.

Addison-Wesley Publishing Company, 679 pp.

GEYER, R.L. y MARTNER, S.T., (1969).

SH waves from explosive sources.

Geophysics, V.34, No. 6, 893-905.

GIESE, P., (1976).

General remarks on travel time data and principles of correlation.
En: Explosion Seismology in Central Europe. Data and results, pp.
130-136. P. Giese, C. Prodehl y A. Stein, eds. Springer-Verlag.

GREGORY, A.R., (1976).

Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of
sedimentary rocks.
Geophys., 41, 895-921.

GUPTA, I.N. y KISSLINGER, C., (1964).

Model study of explosion-generated Rayleigh waves in a half-space.
Bull. Seism. Soc. Am., V.54, 475-484.

GUPTA, I.N. y KISSLINGER, C., (1966).

Radiation of body waves from near-surface explosive sources.
Geophysics, Vol.XXXI, No.6, 1057-1065.

HAGGAG, I., (1980).

Die Analyse von S-Wellen mit Hilfe von Polarisationsfiltern
(REMODE-Filter) am Beispiel explosionsseismischer Untersuchungen der
Erdkruste im französischen Zentralmassiv.
Dissertation, Univ. Karlsruhe, 117 pp.

HAJNAL, Z., PANDIT, B.I. y STAUFFER, M.R., (1988).

A practical approach to parameter selection for modelling with the
reflectivity method.
Canadian Journal of Exploration Geophysics, 24, 101-109.

HALE, L.D. y THOMPSON, G.A., (1982).

The seismic reflection character of the continental Mohorovičić
discontinuity.
J. Geophys. Res., 87, 4625-4635.

HALL, J. y ALI, M., (1985).

Shear waves in a seismic survey of Lewisian basement: An extra

control of lithological variation and porosity.

J. Geol. Soc. London, 142, 677-688.

HAMILTON, E.L., (1976).

Shear wave velocity versus depth in marine sediments: A review.

Geophysics, 41, 985-996.

HASKELL, N.A., (1960).

Crustal reflection of plane SH waves.

J. Geophys. Res., 65, 4147-4150.

HASKELL, N.A., (1962).

Crustal reflection of plane P and SV waves.

J. Geophys. Res., 67, 4751-4767.

HAUSER, F., (1989).

Die Struktur der Erdkruste in Südschweden, abgeleitet aus P- und S-Wellen Beobachtungen des FENNOLORA-Projektes.

Diplomarbeit, Univ. Karlsruhe, 140 pp.

HEELAN, P.A., (1953).

Radiation from a cylindrical source of finite length.

Geophysics, 18, 685-696.

HELMBERGER, D.V., (1968).

Head waves from the oceanic Mohorovicic discontinuity.

Bull. Seism. Soc. Am., 58, 179-214.

HELMBERGER, D.V. y MORRIS, G.B., (1969).

A travel time and amplitude interpretation of a marine refraction profile. Primary waves.

J. Geophys. Res., 74, 483-494.

HELMBERGER, D.V. y MORRIS, G.B., (1970).

Travel time and amplitude interpretation of a marine refraction profile: transformed shear waves.

Bull. Seism. Soc. Am., 60, 593-600.

HIRN, A., SENOS, L., SAPIN, M. y MENDES VICTOR, L., (1982).

High to low velocity succession in the upper crust related to tectonic emplacement: Tras-os-Montes-Galicia (Iberia), Brittany and Limousin (France).

Geophys. J. R. astr. Soc., 70: 1-10.

HIRT, A.M., LOWRIE, W., JULIVERT, M. y ARBOLEYA, M.L., (1992).

Paleomagnetic results in support of a model for the origin of the Asturian arc.

Tectonophysics, 213: 321-339.

HOLBROOK, W.S., GAJEWSKI, D. y PRODEHL, C., (1987).

Shear-wave velocity and Poisson's ratio structure of the upper lithosphere in Southwest Germany.

Geophys. Res. Lett., 14, 231-234.

HOLBROOK, W.S., GAJEWSKI, D., KRAMMER, A. y PRODEHL, C., (1988).

An interpretation of wide-angle compressional and shear wave data in Southwest Germany: Poisson's ratio and petrological implications.

J. Geophys. Res., 93, 12081-12106.

IGLESIAS, M., RIBEIRO, M.L. y RIBEIRO, A., (1983).

La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste peninsular.

En Geología de España I, Libro Jubilar J. M. Rios, Inst. Geol. Min. España, Madrid, pp. 459-467.

ILIHA DSS GROUP, (1993).

A deep seismic sounding investigation on lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula.

Tectonophysics, 221, 35-51.

JACOB, A.W.B. y BOOTH, D.C., (1977).

Observation of PS reflections from the Moho.

JENKINS, G.M. Y WATTS, D.G., (1968).

Spectral Analysis and its Applications.

Holden-Day, 525 pp.

JULIVERT, M., ARBOLEYA, M.L. y MARTINEZ, F.J., (1988).

General features of the Hercynian Belt in Northwestern Iberia: geological data on the composition of the crust.

En: Proc. of the 5th EGT Workshop: The Iberian Peninsula, 37-46. E. Banda y L.A. Mendes-Victor (Eds.), European Science Foundation.

JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J. y RIBEIRO, A., (1980).

The Iberian segment of the European Hercynian fold belt.

Mem. Bur. Rech. Géol. Min. 108, 26th Congr. Géol. Internat.: Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, 135-158.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E., (1972).

Memoria explicativa del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares.

Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 113 pp.

KANASEWICH, E.R., (1973)

Time Sequence Analysis in Geophysics.

The University of Alberta Press, Edmonton, Canada, 352pp.

KEASBERRY, E.J., VAN CALSTEREN, P.W.C. y KUIJPER, R.P., (1976).

Early paleozoic mantle diapirism in Galicia.

Tectonophysics, 31: T61-T65.

KEITH, C.M. y CRAMPIN, S., (1977).

Seismic body waves in anisotropic media: synthetic seismograms.

Geophys. J. R. astr. Soc., 49, 225-243.

KELLER, G.R., SMITH, R.B. y BRAILE, L.W., (1975).

Crustal structure along the Great Basin-Colorado Plateau transition from seismic refraction studies.

J. Geophys. Res., 80, 1093-1098.

KENNETT, B.L.N., (1975a).

Theoretical seismograms for calculation of laterally varying crustal structures.

Geophys. J. R. astr. Soc., 42, 579-589.

KENNETT, B.L.N., (1975b).

The effect of attenuation on seismograms.

Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1643-1651.

KENNETT, B.L.N., (1983).

Seismic wave propagation in stratified media.

Cambridge University Press.

KENNETT, B.L.N. y CLARKE, T.J., (1983).

Seismic waves in a stratified half-space-IV: P-SV wave decoupling and surface waves dispersion.

Geophys. J. R. astr. Soc., 72, 633-645.

KERN, H., (1978).

The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks.

Tectonophysics, 44, 185-203.

KERN, H., (1982).

Elastic-wave velocity in crustal and mantle rocks at high pressure and temperature: The role of the high-low quartz transition and of dehydration reactions.

Phys. Earth Planet. Int., 29, 12-23.

KERRY, N.J., (1981).

Synthesis of seismic surface waves.

Geophys. J. R. astr. Soc., 64, 425-446.

KIM, N.W. y SERIFF, A.J., (1992).

Marine PSSP reflections with a bottom velocity transition zone.
Geophysics, Vol.57, No.1, 161-170.

KIND, R., (1978).

The reflectivity method for a buried source.
J. Geophys. 44, 603-612.

KIND, R., (1985).

The reflectivity method for different source and receiver structures
and comparison with GRF data.
J. Geophys. 58, 146-152.

KING, M.S., (1966).

Wave velocity in rocks as a function of changes in overburden
pressure and pore fluid saturants.
Geophys., 31, 50-73.

KISSLINGER, C., MATEKER, E.J. y McEVILLY, T.V., (1961).

SH motion from explosions in soil.
J. Geophys. Res., 66, 3487-3496.

KLEMPERER, S.L., (1987).

A relation between continental heat flow and the seismic
reflectivity of the lower crust.
J. Geophys., 61, 1-11.

KROHN, C.E., (1984).

Geophone ground coupling.
Geophysics, Vol.49, No.6, 722-731.

KULHANEK, O., (1976).

Introduction to digital filtering in Geophysics.
Elsevier Scientific Publishing Company, 168 pp.

KULLINGER, B. y LUND, C.E., (1986).

A preliminary interpretation of S-wave traveltimes from Fennolora data.

Tectonophysics, 126, 375-388.

LANDOLT-BÖRNSTEIN, (1982).

Physical properties of rocks.

Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 220 pp.

LASH, C.C., (1980).

Shear waves, multiple reflections, and converted waves found by a deep vertical wave test (vertical seismic profiling).

Geophysics, 45, 1373-1411.

LEWIS, B.T.R. y MEYER, R.P., (1968).

A seismic investigation of the upper mantle to the West of Lake Superior.

Bull. Seism. Soc. Am., Vol.58, No.2, pp.565-596.

LOTZE, F., (1945).

Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta.

Geotekt. Forsch., 6, 78-92.

LUOSTO, O. y KORHONEN, H., (1986).

Crustal structure of the Baltic Shield based on off-Fennolora refraction data.

Tectonophysics, 128, 183-208.

LÜSCHEN, E., WENZEL, F., SANDMEIER, K.-J., MENGES, D., RÜHL, Th., STILLER, M., JANOTH, W., KELLER, F., SÖLLNER, W., THOMAS, R., KROHE, A., STENGER, R., FUCHS, K, WILHELM, H. y EISBACHER, G., (1987).

Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Black Forest, SW Germany.

J. Geophys., 62: 1-30.

LÜSCHEN, E., WENZEL, F., SANDMEIER, K.-J., MENGES, D., RÜHL, Th., STILLER, M., JANOTH, W., KELLER, F., SÖLLNER, W., THOMAS, R., KROHE, A., STENGER, R., FUCHS, K., WILHELM, H. y EISBACHER, G., (1989).

Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Schwarzwald.

En: R. Emmermann y J. Wohlenberg (Eds.), The Continental Deep Drilling Program (KTB). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 297-362.

MARTINEZ-CATALAN, J.R., (1981).

Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste) de la zona Asturoccidental-Leonesa.

Serie Resúmenes de Tesis Doctorales, Fac. de C., Univ. de Salamanca, 39pp.

MARTINEZ-CATALAN, J.R., (1990).

A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe.

Tectonophysics, 179: 253-272.

MARTINEZ-CATALAN, J.R., PEREZ-ESTAUN, A. y BASTIDA, F., (1988).

The structure of the upper crust in the Hercynian belt of NW Spain.

En: Proc. of the 5th EGT Workshop: The Iberian Peninsula, 47-55. E. Banda y L.A. Mendes-Victor (Eds.), European Science Foundation.

MATIAS, L.M., (1992).

Processamento e interpretação da campanha sísmica de Minho e Trás-os-Montes.

Trabajo para las pruebas de Capacidad Científica, Facultad de Ciencias de Lisboa, 272 pp.

MATTE, Ph., (1983).

Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe.

En: N. Rast y F. M. Delany (Eds.), Profiles of Orogenic Belts. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 10: 53-81.

MATTE, Ph., (1986).

Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe.
Tectonophysics, 126, 329-374.

MATTE, Ph., (1991).

Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in
Western Europe.

Tectonophysics, 196, 309-337.

MATTE, Ph. y BURG, J.P., (1981).

Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of western Europe:
Plate tectonics interpretation.

En: K. R. McClay y N. J. Price (Eds.), Thrust and Nappe Tectonics.
Geol. Soc. London, Spec. Publ., 8: 353-358.

MATTE, Ph. y RIBEIRO, A., (1967).

Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le
Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: Grandes
nappes ou extrusions?.

C. R. Ac. Sc., 264, 395-408.

McGARR, A., HOFMANN, R.B. Y HAIR, C.D., (1964).

A moving-time-window signal-spectra process.
Geophysics, 29, 212-220.

MEISSNER, R., (1965).

P-and-SV-waves from uphole shooting.

Geophysical Prospecting, Vol.XIII, No.3, 433-459.

MEISSNER, R., (1967).

Exploring deep interfaces by seismic wide angle measurements.
Geophysical Prospecting, 15, 598-617.

MEISSNER, R., (1973).

The Moho as a transition zone.

Geophys. Surv., 1, 195-216.

MENDES-VICTOR, L., HIRN, A. y VEINANT, J.L., (1980).

A seismic section across the Tagus valey, Portugal: possible evolution of the crust.

Ann. Geophys., 36, 469-476.

MENDES-VICTOR, L., SIMÕES, J.Z. y MATIAS, L.M., (1988).

The program of deep seismic sounding in Portuguese mainland.

En: E. Banda and L. Mendes-Victor (Eds.), Proc. 5th Workshop on the European Geotraverse (EGT), the Iberian Peninsula. European Science Foundation, Strasbourg, pp. 13-21.

MENDIGUREN, J.A., (1969).

Study of focal mechanism of deep earthquakes in Argentina using non linear particle motion of S waves.

Bull. Seism. Soc. Am., Vol.59, No.4, pp.1449-1473.

MERCADO, E.J., (1968).

Linear phase filtering of multicomponent seismic data.

Geophysics, Vol.33, No.6, pp.926-933.

MIMS, C.H. y SAX, R.L., (1965).

Rectilinear motion detection (REMODE).

Seismic Data Lab. Rep. 118, Teledyne Inc., Alexandria, Va.

MIN, Z. y WU, F.T., (1987).

Nature of the upper crust beneath Central Tibet.

Earth Planet. Sci. Lett., 84, 204-210.

MIRANDA, J.M., GALDEANO, A., ROSSIGNOL, J.C. y MENDES VICTOR, L.A., (1989).

Aeromagnetic anomalies in mainland Portugal and their tectonic implications.

Earth and Planetary Science Letters, 95, 161-172.

MONTALBETTI, J.F. y KANASEWICH, E.R., (1970).

Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter.

- Geophys. J. R. astr. Soc., 21, 119-129.
- MOONEY, W.D. y PRODEHL, C., (Eds.), (1984).
 Proceedings of the 1980 Workshop of the International Association of
 Seismology and Physics of the Earth's Interior on the Seismic
 Modeling of Laterally Varying Structures: Contribution based on data
 from the 1978 Saudi Arabian Refraction Profile.
 U. S. Geol. Surv. Circ. 937, 158 pp.
- MOREIRA, V.S., MUELLER, St., MENDES, A.S. y PRODEHL, C., (1977).
 Crustal structure of Southern Portugal.
 Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-4(115), 413-426.
- MUELLER, St., PRODEHL, C., MENDES, A.S. y SOUSA MOREIRA, V., (1973).
 Crustal structure in the southern part of the Iberian Peninsula.
 Tectonophysics, 20, 307-318.
- MÜLLER, G., (1968).
 Theoretical seismograms for some types of point-sources in layered
 media, Part II: numerical calculations.
 Z. Geophys., 34, 147-162.
- MÜLLER, G., (1970).
 Computer program "Laufzeiten", Geophysical Institute, Univ.
 Karlsruhe. (No publicado).
- MÜLLER, G., (1970).
 Exact ray theory and its applications to the reflection of elastic
 waves from vertically inhomogeneous media.
 Geophys. J. R. astr. Soc., 21, 261-283.
- MÜLLER, G., (1971).
 Approximate treatment of elastic body waves in media with spherical
 symmetry.
 Geophys. J. R. astr. Soc., 23, 435-449.

MÜLLER, G., (1985).

The reflectivity method: a tutorial.

J. Geophys., 58, 153-174.

NEWMAN, P.J. y WORTHINGTON, M.H., (1982).

In-situ investigation of seismic body wave attenuation in heterogeneous media.

Geophys. Prosp., 30, 377-400.

NUTTLI, O., (1961).

The effect of the earth's surface on the S wave particle motion.

Bull. Seism. Soc. Am., Vol.51, No.2, pp.237-246.

NUTTLI, O. y WHITMORE, J.D., (1962).

On the determination of the polarization angle of the S wave.

Bull. Seism. Soc. Am., Vol.52, No. , pp.95-107.

NUTTLI, O., (1964).

The determination of S-wave polarization angles for an earth model with crustal layering.

Bull. Seism. Soc. Am., Vol.54, No.5, pp.1429-1440.

O'CONNELL, R.J. y BUDIANSKY, B., (1977).

Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids.

J. Geophys. Res., 82, 5719-5735.

O'DOHERTY, R.F. y ANSTEY, N.A., (1971).

Reflections on amplitudes.

Geophys. Prospect., 19, 430-458.

O'NEILL, M.E. y HILL, D.P., (1979).

Causal absorption: its effect on synthetic seismograms computed by the reflectivity method.

Bull. Seism. Soc. Am., 69, 17-26.

OVERMEEREN, R.A.VAN, (1975).

A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain).

Tectonophysics, 26, 293-307.

PARGA PONDAL, I., PARGA PEINADOR, X.R., VEGAS, R. y MARCOS, A., (1982).

Memoria del Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico. Esc. 1:500.000.

Publicacións da Area de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Gráficas do Castro, La Coruña.

PARK, J., LINDBERG, C.R. Y VERNON III, F.L., (1987).

Multitaper Spectral Analysis of High-Frequency Seismograms.

J. Geophys. Res., 92, 12675-12684.

PAPOULIS, A., (1978).

Sistemas digitales y analógicos, transformadas de Fourier, estimación espectral.

Marcombo, Boixaren Editores, 308 pp.

PAUL, A. y NICOLLIN, F., (1989).

Thin crustal layering in Northern France: observations and modelling of the PmP spectral content.

Geophys. J. Int., 99, 229-246.

PAYO, G. y RUIZ de la PARTE, E., (1977).

El primer perfil sísmico de la Meseta.

Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 15 pp.

PEREZ-ESTAUN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J.L., MARQUINEZ, J., ALLER, J.,

ALVAREZ-MARRON, J., MARCOS, A. y PULGAR, J.A., (1988).

A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian zone (Variscan Ibero-Armorican Arc).

Tectonics, 7: 517-537.

PEREZ-ESTAUN, A., PULGAR, J.A., BANDA, E., ALVAREZ-MARRON, J. y ESCI-N RESEARCH GROUP, (en preparación).

Crustal structure of the external Variscides in NW Spain from deep seismic reflection profiling.

PERROUD, H., (1982).

Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc Ibéro-armoricain.

Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, ser. C., 15(1): 1-14.

PEUCAT, J.J., BERNARD-GRIFFITHS, J., GIL IBARGUCHI, J.I., DALLMEYER, R.D., MENOT, R.P., CORNICHE, J. e IGLESIAS, M., (1990).

Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappe (Northwestern Spain).

Tectonophysics, 177: 263-292.

PILANT, W.L., (1979).

Elastic waves in the Earth.

Elsevier, Scientific Publishing Company, Amsterdam.

PRODEHL, C., (1984).

Structure of the earth's crust and upper mantle.

En: Landolt-Börnstein. Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Group V, Vol. 2 (Geophysics of the Solid Earth, the Moon and the Planets), pp. 97-206, Springer-Verlag.

RIBEIRO, M.L., (1976).

Considerações sobre uma ocorrência de crossite em Tras-os-Montes Oriental.

Mem. y Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 82: 1-16.

RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. y ALMEIDA REBELO, J., (1964).

Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal).

C. R. Ac. Sc., 258, 263-265.

- RIBEIRO, A., SILVA, J.B., DIAS, R., ARAUJO, A., MARQUES, F., MERINO, H. y FONSECA, P., (1988).
Geodynamics and deep structure of the Variscan fold belt in Iberia.
En: Proc. of the 5th EGT Workshop: The Iberian Peninsula, 57-64. E. Banda y L.A. Mendes-Victor (Eds.), European Science Foundation.
- RICHARDS, P.G. y MENKE, W., (1983).
The apparent attenuation of a scattering medium.
Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1005-1021.
- RIES, A.C., RICHARDSON, A. y SHACKLETON, R.M., (1980).
Rotation of the Iberian arc: Paleomagnetic results from North Spain.
Earth Planet. Sci. Lett., 70: 301-310.
- RIES, A.C. y SHACKLETON, R.M., (1971).
Catazonal complexes of Nord-West Spain and Nord Portugal, remnants of a hercynian thrust plate.
Nature Physical Sci., 234: 65-69.
- RINGWOOD, A.E., (1975).
Composition and petrologie of the Earth's mantle.
McGraw Hill, New York, 234 pp.
- RUIZ, M.S., (1983).
Análisis espectral de las ondas sísmicas generadas por explosiones submarinas.
Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 93 pp.
- RUTHARDT, A., (1986).
Interpretation einer tiefenseismischen Messung im Kalahari-Kraton, Namibia, unter besonderer Berücksichtigung der Scher-und Wechselwellen.
Diploma Thesis, Univ. Karlsruhe, 114 pp.
- SANDMEIER, K.J., (1984).
Veränderung und Erweiterung des Reflektivitätsprogrammes zur

Berechnung synthetischer Seismogramme.
Diploma Thesis, Univ. Karlsruhe, 182 pp.

SANDMEIER, K.-J. y WENZEL, F., (1986).

Synthetic seismograms for a complex crustal model.
Geophys. Res. Lett., 13, 22-25.

SARRATE, J., CANAS, J.A., PUJADES, L., BADAL, J., CORCHETE, V. y PAYO, G., (1993).

Shallow structure of part of northwestern Iberia from short-period
Rayleigh-wave observations.
Tectonophysics, 221, 95-105.

SCHMIDT, H. y TANGO, G., (1986).

Efficient global matrix approach to the computation of synthetic
seismograms.
Geophys. J. R. astr. Soc., 84, 331-360.

SCHÖN, J., (1983).

Petrophysik-Physikalische Eigenschaften von festen und Mineralen.
Euke Ver., Stuttgart.

SHERWOOD, J.W.C., (1958).

Elastic wave propagation in a semi-infinite solid medium.
Proceedings of the Physical Society, V.71, 207-219.

SHIMSHONI, M. y SMITH, S.W., (1964).

Seismic signal enhancement with three-component detectors.
Geophysics, Vol.XXIX, No.5, pp.664-671.

SIMMONS, G., (1964).

Velocity of shear waves in rocks to 10 Kb.
J. Geophys. Res., 69, 1123-1130.

SPENCE, G.D., WHITTALL, K.P. y CLOWES, R.M., (1984).

Practical synthetic seismograms for laterally varying media

calculated by asymptotic ray theory.
Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1209-1223.

SPENCER, J.W. y NUR, A., (1976).

The effect of pressure, temperature and pore water on velocities in Westerly granite.

J. Geophys. Res., 81, 899-904.

SPUDICH, P. y ORCUTT, J., (1980a).

Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from wave form modeling of seismic refraction data.

J. Geophys. Res., 85, 1409-1433.

SPUDICH, P. y ORCUTT, J., (1980b).

A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust.

Rev. Geophys. Space Phys., 18, 3, 627-645.

STANGL, R., (1987).

Changed computer program "Laufzeiten". Installation on PC. (No publicado).

STANGL, R., HAUSER, F., FUCHS, K. y PRODEHL, C., (1989).

The structure of the crust in Fennoscandia derived from a joint interpretation of P-and S-wave data of the Fennolora refraction seismic profile.

Informe del Sonderforschungsbereich 108, Univ. Karlsruhe, pp. 411-452.

STEPHEN, R.A., (1977).

Synthetic seismograms for the case of the receiver within the reflectivity zone.

Geophys. J. R. astr. Soc., 51, 169-181.

STESKY, R.M., (1985).

Compressional and shear velocities of dry and saturated jointed rock: a laboratory study.

Geophys. J. R. astr. Soc., 83, 239-262.

SURINACH, E. y VEGAS, R., (1988).

Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in Central Spain.
Physics of the Earth and Planetary Interiors, 51, 226-234.

TARKOV, A.P., BASULA, I.P., GENERALOV, V.G., DUBYANSKY, A.I. y CHERNYKH, V.V., (1981).

Composite travel times of seismic waves and general velocity models of the Voronezh Shield crust and upper mantle.
Geophys. J. R. astr. Soc., 67, 137-143.

TARKOV, A.P. y VAVAKIN, V.V., (1982).

Poisson's ratio behaviour in various crystalline rocks: application to the study of the Earth's interior.
Physics of the Earth and Planetary Interiors, 29, 24-29.

TELLEZ, J., MATIAS, L.M., CORDOBA, D. y MENDES-VICTOR, L.A., (1993).

Structure of the crust in the Schistose Domain of Galicia Tras-os-Montes (NW Spain and N of Portugal).
Tectonophysics, 221, 81-93.

TELLEZ, J., MATIAS, L.M., CORDOBA, D. y GONZALEZ, A., (1993).

Contribution of the ILIHA-DSS profiles to the understanding of the crustal structure in the NW of Iberia.
ILIHA Workshop, Madrid, (en prensa).

TEMME, P. y MÜLLER, G., (1982).

Numerical simulation of vertical seismic profiling.
J. Geophys., 50, 177-188.

TRIFUNAC, M.D. y BRUNE, J.N., (1970).

Complexity of energy release during the Imperial Valley, California, earthquake of 1940.
Bull. Seism. Soc. Am., 60: 137-160.

VEGAS, R. y CORDOBA, D., (1988).

Sobre la existencia de dos cuñas de corteza en Galicia oriental

según resultados de sismica profunda. Implicaciones geodinámicas.
Geogaceta, 5, 16-19.

VIDALE, J.E., (1986).

Complex polarization analysis of particle motion.
Bull. Seism. Soc. Am., Vol.76, No.5, pp. 1393-1405.

WENZEL, F., SANDMEIER, K.-J. y WÄLDE, W., (1987).

Properties of the lower crust from modeling refraction and
reflection data.
J. Geophys. Res., 92, 11575-11583.

WHITE, J.E., (1964).

Motion product seismograms.
Geophysics, Vol.XXIX, No.2, pp.288-298.

WHITE, J.E., (1965).

Seismic waves: Radiation, transmission and attenuation.
McGraw-Hill, New York.

WHITE, J.E. y SENGBUSH, R.L., (1963).

Shear waves from explosive sources.
Geophysics, Vol.XXVIII, No.6, 1001-1019.

WHITTALL, K.P. y CLOWES, R.M., (1979).

A simple, efficient method for the calculation of traveltimes and
raypaths in laterally inhomogeneous media.
J. Can. Soc. Expl. Geophys., 15, 21-29.

WIELANDT, E., (1975).

Generation of seismic waves by underwater explosions.
Geophys. J. R. astr. Soc., 40, 421-439.

YOUNG, G.B. y BRAILE, L.W., (1976).

A computer program for the application of Zoeppritz's amplitude
equations and Knott's energy equations.

Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1881-1885.

ZEIS, St., GAJEWSKI, D. y PRODEHL, C., (1990).

Crustal structure of southern Germany from seismic refraction data.
Tectonophysics, 76, 59-86.


ZSCHAU, J. y KOSCHYK, K., (1976). *


Results of a combined evaluation of longitudinal and transverse
waves on a seismic profile along the northern margin of the Alps.


En: Explosion seismology in Central Europe, P. Giese, C. Prodehl y
A. Stein, eds.:pp 332-338. Heidelberg: Springer.

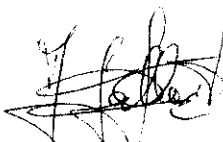
reunido el Tribunal que suscribe
en el día de la fecha acordó cali-
ficar la Tesis Doctoral
con la calificación de **Apto cum Laude per Unanimitas**

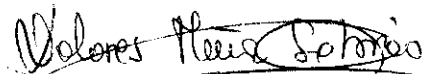
Madrid, 8 de Julio 1993


Agustín Urdaz


Ramon Vegas Matinez


Julio Mezana


Jose Gullart Muret


Valores Munoz Sobrino